Zur Selbstverzerrung der Faltenzüge im Gefolge der Orogenese

Von Hans Peter Cornelius, Wien

Mit 5 Textabbildungen

(Vorgelegt in der Sitzung am 24. Februar 1949)

Inhaltsverzeichnis.

Zur Einführung.

Seitdem Ed. Suess zum erstenmal das Bild der wunderlich gekrümmten und verschlungenen „Leitlinien“[1] des alpidischen Gebirgssystems gezeichnet hat, ist diese auffallende Gestaltung als wissenschaftliches Problem erkannt worden. Seine Lösung wurde bisher wesentlich in zwei Richtungen gesucht.

Nach der einen, meist vertretenen, handelt es sich dabei um eine primäre Anlage der Geosynklinale, die im wesentlichen alle die Krümmungen, Ein- und Ausbuchtungen be-

[1] Man hat Ed. Suess gelegentlich vorgeworfen, daß er nie genauer definiert habe, was er unter einer Leitlinie verstehe. In „Antlitz der Erde“, I, S. 302, steht jedoch klar und deutlich: „... die hauptsächlichsten Streichungslinien, gleichsam die Leitlinien der Falten“; womit m. E. die „Leitlinie“ eindeutig als das definiert ist, was wir heute im allgemeinen das generelle Faltenstreichen nennen.

reits besessen hätte, welche wir heute an dem fertigen Ergebnis der Orogenese feststellen können. Sie wäre von Anfang an ein sehr kompliziertes Gebilde gewesen, sich durchwindend zwischen Inseln und Halbinseln, „alten starren Massen", welche dem Faltenstrang den Raum und die Form vorgeschrieben hätten. Es ist dies die Anschauungsweise, wie sie in erster Linie Ed. Suess[2] begründet und seine Nachfolger, wie L. Kober, weitergebildet haben. Aber auch jene Forscher, die den „Zusammenbruch des Erdballes" durch eine freizügige Beweglichkeit der Kontinentalschollen in horizontaler Richtung ersetzen, wie Argand und R. Staub[3], sind hier zu nennen — entspricht doch auch bei diesen die nördliche Umrahmung des Alpen-Karpathen-Bogens einer Bucht der eurasischen Kontinentalmasse, in welche die alpinen Faltenwogen gepreßt wurden, die Adria einem Sporn des afrikanischen Kontinents usw.

Der andere Weg geht zunächst aus von der allgemeinen wissenschaftlichen Forderung, das Verwickelte auf das Einfachere zurückzuführen. Nach diesem Grundprinzip könnten die komplizierten Biegungen und Verschlingungen der alpidischen Faltenstränge nichts Ursprüngliches sein, sondern müßten auf nachträgliche Verbiegung einer zunächst einfacher gestalteten Anlage zurückgeführt werden.

Aber — dieser Weg hat schwerwiegende Konsequenzen: Eine derartig weitgehende Deformation des Faltenstranges ist nicht möglich ohne entsprechend weitgehende Deformation auch des ganzen Umlandes! Und eine solche scheint, soweit wir dessen Strukturen kennen — und wir kennen sie in vielen Abschnitten doch schon recht gut! —, nirgends in dem geforderten Umfange

[2] Bei welchem der Begriff der Geosynklinale freilich keine Rolle spielt.

[3] Den ersten Versuch, die alpidische Gebirgsbildung durch Zusammenschub an der Front sich verschiebender Kontinentaltafeln zu erklären, unternahm F. B. Taylor. Er verdient es vielmehr, als Vorläufer von Argand und Staub genannt zu werden, denn als gleichberechtigter Schöpfer der Verschiebungshypothese neben Wegener. Denn von der ganzen Fülle geophysikalischer, paläoklimatischer, tier- und pflanzengeographischer usw. Gesichtspunkte, mit denen Wegener seine geniale (wie man sich zu ihr stellen mag — man kann ihr dieses Prädikat nicht versagen!) Hypothese untermauert, ist bei Taylor nicht mit einem Wort die Rede; die Kontinentalverschiebung ist ihm einzig Motor für die Gebirgsbildung — ein Motor, den er gar nicht weiter zu erklären versucht. Übrigens weichen auch die von ihm angenommenen Bewegungsrichtungen von Wegeners Kontinentaldrift zum Teil erheblich ab. So ist die Gemeinsamkeit beider Hypothesen nur eine ziemlich äußerliche; und es scheint mir ganz und gar unangemessen, Taylor und Wegener in einem Atem zu nennen. Dies nur nebenbei.

verwirklicht zu sein. Wohl als erster[4] empfohlen — für den Westalpenbogen — hat S. Franchi 1906 diese Erklärungsweise; meines Wissens, ohne später darauf zurückzukommen. Die angedeutete Schwierigkeit erwähnte er nicht. Dagegen war sie für Spitz 1919, der den gleichen Weg erwogen, der Grund, ihn nicht weiter zu verfolgen. Manche andere Forscher, denen er sonst ferner lag, haben den Gedanken nachträglicher Verbiegung der Faltenstränge mehr aushilfsweise herangezogen. So Argand (1916, S. 155 f.), wenn er den fertigen Westalpenbogen durch einen letzten Anschub aus S noch enger zusammenkrümmen läßt[5]; Kossmat (1921, S. 29; 1924, S. 275), wenn er die Form des Apenninen-Atlas-Bogens auf eine W—E-Verschiebung Afrikas gegenüber Europa zurückführt.

Am konsequentesten verfolgt hat den gleichen Gedanken Ampferer. Zum erstenmal faßt er ihn 1915 ins Auge; er spricht auch von der Rolle der umliegenden Schollen, durch deren „gegenseitige Verschiebung und Wanderung" jene Verbiegung überhaupt erst möglich wird. In der Folge ist er wiederholt darauf zurückgekommen: kurz 1920 (S. 147); ausführlich 1924 (S. 65 f.). Hier wird festgestellt, daß eine einheitliche Verbiegung des Alpenstranges zuäußerst eine Zone starker Streckung, eine ziemlich unveränderte Mitte und eine Innenzone mit Pressung und Querfaltung erwarten ließe — eine Anordnung, die nirgends verwirklicht ist. Dagegen sieht Ampferer die Möglichkeit, daß bei weitgehender Beweglichkeit der einzelnen Zonen gegeneinander in der Richtung des Streichens eine solche Verbiegung zustande komme. Ferner betrachtet er den Wechsel von Verengungs- und Verbreiterungsbereichen (z. B. Alpen-Ungarisches Tiefland) unter dem Gesichtspunkt der Deformation eines Mittelfeldes von ursprünglich annähernd einheitlicher Breite, das einerseits einer Pressung, anderseits einer Auflockerung (Magmadurchbrüche!) unterworfen war, verbunden mit Massenausgleich in der Tiefe. Hiezu muß freilich bemerkt werden, daß eine flächenmäßig ins Gewicht fallende „Auflockerung" sehr unwahrscheinlich ist — zumal gerade die ungarische Ebene im Gegenteil selbst

[4] Den ersten einschlägigen Versuch überhaupt scheint Habenicht 1881 unternommen zu haben, nach einem leider unvollständigen Zitat bei Kober 1928, S. 178. — Van de Wiele spricht zwar nicht von nachträglicher Biegung des Alpenbogens, den er sich durch zentripetale Unterschiebung der umgebenden „Horste" entstanden denkt, wohl aber von einer selbständigen Beweglichkeit dieser letzteren.

[5] 1924 zeichnet er (besonders Fig. 26, S. 361) sogar eine sehr weitgehende Deformation des ganzen Mediterrangebietes von der Adria westwärts.

noch Faltung zeigt (Pavai Vajna, zit. nach Kober 1928). Anderseits sind auch Magmadurchbrüche keineswegs eine Besonderheit der Verbreiterungsbereiche; vielmehr zeichnen sie in höchstem Maße z. B. gerade den Verengungsbereich des armenischen Hochlandes aus (vgl. E. Suess, I, S. 632).

Th. Wyss 1924 und E. Seidl 1934 betrachten die Schlingen des alpidischen Gebirgssystems ebenfalls unter dem Gesichtspunkt einer nachträglichen Verbiegung durch in der Richtung des Streichens (E—W) wirksame Druckkräfte, ohne jedoch die entgegenstehenden Schwierigkeiten auch nur zu erwähnen. (Seidl macht sich überdies eine sehr eigene Alpentektonik zurecht!). — Reine Schreibtischgeologie!

Ähnliches gilt von dem Versuch von G. Wilson 1933, die mediterranen Faltenschlingen durch eine scherende Bewegung in W—E-Richtung zu erklären (S. 41 f.)[6]. Das Drehmoment im Sinne des Uhrzeigers, das er annimmt, ist wohl im Einklang mit der Gestalt der Karpathen-Balkan-Sigmoide, nicht aber mit jener der Alpen-Apennin-Atlas-Sigmoide. Der ersten gerade spiegelbildlich entgegengesetzt orientiert, würde sie auch den entgegengesetzten Drehungssinn erfordern! Beizustimmen ist dem Verfasser, wenn er eine Bewegung so großer Massen wie Afrika und Europa gegeneinander (im Sinne von Argand und Staub) nicht für wahrscheinlich hält, ohne daß auch eine seitlich verschiebende Komponente zur Geltung kommt (S. 49).

Nur beiläufig erwähnt sei hier die gelegentlich (J. S. Lee, S. 506; Fujiwhara, Tsujimura u. Kusamitsu; Andeutung bei van de Wiele) wiederkehrende Vorstellung einer wirbelförmigen Bewegung des Alpen-Apennin-Systems um ein Zentrum bei Genua. Sie geht offenbar zurück auf eine mißverständliche Ausdrucksweise bei E. Suess I, S. 304: „wirbelförmige Anordnung der Leitlinien“, die rein beschreibend gemeint sein dürfte und nicht kinematisch (als ob die Gebirgsketten die Abbildung von strömenden Bewegungen in der Richtung des Streichens wären!)[7]; S. 640 wird sie vermutungsweise auf Zusammenschub in nordsüdlicher und in Richtung der Parallelkreise zurückgeführt. Später ist auch Suess auf jenes Bild nicht mehr zurückgekommen. — Im Falle des Karpathen-Balkan-Bogens redet er allerdings (I, S. 625) von Torsion, ohne daß jedoch klar zu ersehen wäre, wie er sich diese mechanisch vorstellt.

[6] Vgl. dazu Kossmat 1921.

[7] Dies wäre ja gar nicht im Einklang mit E. Suess' sonstiger Vorstellungsweise! Vgl. dazu S. Kienow 1934, S. 436.

Einen eigenen Weg in der Behandlung unserer Frage schlägt van Bemmelen 1933 ein. Er löst das alpidische Faltungssystem Europas auf in Randbogen von fünf voneinander unabhängigen „Störungszentren“: eines westmediterranen, tyrrhenischen, alpinen (im Adriagebiet!), pannonischen und ägäischen. Die Faltenbögen wären von heute spurlos verschwundenen Aufwölbungen, die sich aus den tiefen Becken dieser Störungsgebiete erhoben hätten, abgeglitten. Damit wäre allerdings das Problem dieser Bögen und Schlingen radikal gelöst bzw. als Problem überhaupt ausgeschaltet. Eine Kritik dieser Hypothese — und der Gleithypothesen überhaupt — ist anderwärts gegeben worden (Cornelius 1949). Wenn ich sie scharf ablehne, so soll damit nicht in Abrede gestellt werden, daß in van Bemmelens Auflösung der alpidischen Faltenzüge vielleicht doch ein beherzigenswerter Kern steckt: Die Tatsache, daß eine Reihe tektonischer Großelemente die scharfen Krümmungen nicht mitmacht, vielmehr dort von anderen abgelöst wird, besteht in manchen Fällen zu Recht (vgl. unten, S. 346, 358).

Ich selbst habe (Cornelius 1940, S. 294) angedeutet, daß es nicht nur möglich ist, ein Stück weit dem Wege Ampferers zu folgen, sondern daß darüber hinaus eine jede bogenförmige Anlage sich schärfer krümmen muß, wenn sie gefaltet wird. Ich nannte dies die Selbstverzerrung des Faltenstranges. Dieser Gedanke sei hier etwas eingehender begründet und an einzelnen Beispielen weiter ausgeführt.

Zu einem ähnlichen Ergebnis ist auch J. Cadisch 1942, S. 39, gekommen: „. . . daß die Bogen schon als solche, wenn auch weniger akzentuiert, als sie heute erscheinen, angelegt wurden . . Kaum in Frage kommt die Bogenbildung aus geradlinigen Ketten, da wir in diesem Fall eine vollständige Ablösung des Bogenbaues vom Untergrund annehmen müßten . . .“

Besten Dank für freundliche Hinweise bezüglich Jura-Literatur schulde ich Herrn Prof. L. Vonderschmitt.

1. Geometrische Grundlagen.

Ich folge zunächst der von Ampferer so vielfach mit Erfolg angewendeten Methode: der geometrischen.

a) Es sei ausgegangen von einem Kreisringabschnitt (Abb. 1 a). Derselbe werde durch Faltung von der Breite x auf die Breite (x—y) verkürzt.

Wenn wir den äußeren Rand festhalten, dann muß also der innere um die Strecke y gegen außen verschoben werden. Nun ist

der Bogen mit dem Radius (r + y) länger als der ähnliche mit dem Radius r; und zwar beträgt für den n-ten Teil des Kreises die Differenz $\frac{2 \cdot y \cdot \pi}{n}$; bei einem Kreisbogen von 60° (n = 6′) wird also der Innenbogen um etwas mehr als die Strecke y zu kurz sein.

Halten wir hingegen den inneren Rand fest, so wird umgekehrt der äußere um den entsprechenden Betrag zu groß.

Wir ersehen daraus, daß die Aufgabe als homogene Deformation unlösbar ist; es sei denn, daß wir Änderungen in der

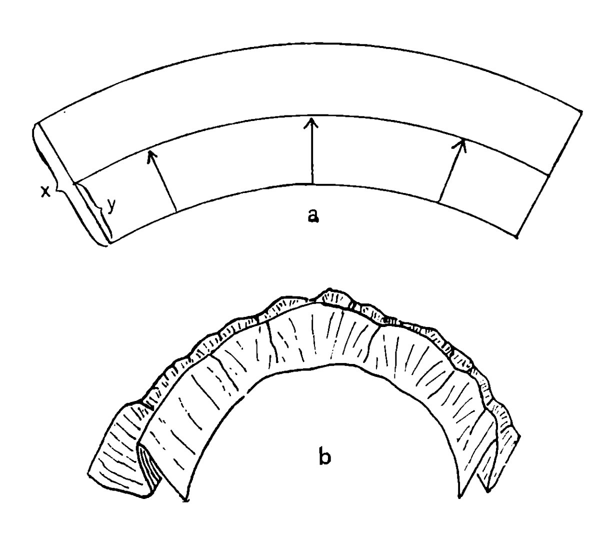


Abb. 1. Faltung eines Kreisringabschnittes.

Längserstreckung in Betracht ziehen. Und zwar müßten diese bei festliegendem Außenrand in einer von außen gegen innen stetig fortschreitenden Dehnung bestehen; bei festliegendem Innenrand umgekehrt in einer von außen gegen innen stetig abnehmenden Längskompression.

Versuchen wir die Aufgabe an einem Papiermodell praktisch auszuführen[8], so müssen wir auf solche Längenänderungen verzichten, deren das Material nicht fähig ist, damit aber auch auf die Homogenität der Deformation. Statt dessen ergibt sich — wenn wir der Einfachheit halber nur e i n e große Falte legen —

[8] Wie es mit der analytisch-geometrischen Behandlung dieser Aufgabe steht, entzieht sich meiner Kenntnis; jedenfalls überschreitet sie meine mathematischen Fähigkeiten.

ungefähr dieses Bild (Abb. 1 b): Der gefaltete Streifen krümmt sich hufeisenförmig zusammen; er dreht sich aus der ebenen Lage heraus zu steiler Neigung gegen innen; er runzelt sich in der Längsrichtung.

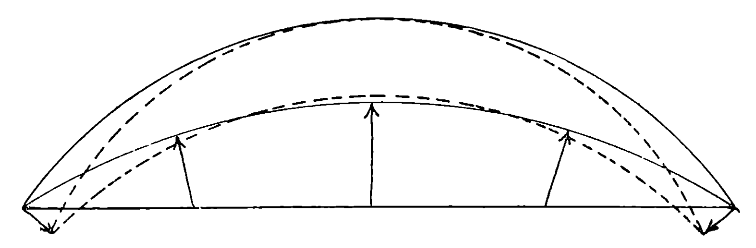


Abb. 2. Deformation eines Kreissegmentes infolge von Zusammenschub.

b) Als zweiten Fall betrachten wir den eines Kreissegmentes (Abb. 2). Versuchen wir dasselbe zusammenzufalten, indem wir den bogenförmigen Außenrand festhalten und ihm den geradlinigen Innenrand nähern, so ergibt sich eine ganz ähnliche, wenn auch weniger krasse Deformation wie im vorigen Beispiel. Der Grundriß der Form, zu welcher sich unser Modell bei Faltung auf die halbe ursprüngliche Breite zusammenkrümmt, ist in Abb. 2 durch gestrichelte Linien beiläufig angedeutet. Auch hier ist Homo-

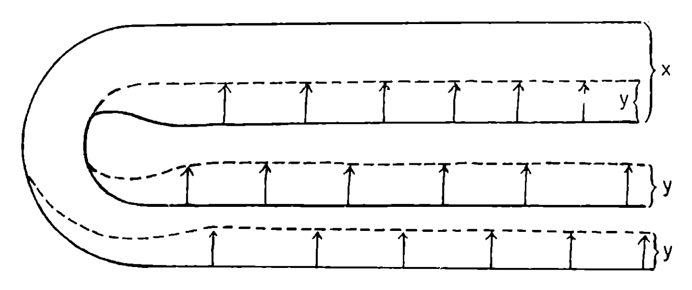


Abb. 3. Deformation einer bogenförmigen Anlage mit parallelen Schenkeln infolge von Zusammenschub im oberen Schenkel.

genität der Deformation nur dann möglich, wenn wir Längenänderungen zulassen, die bei der angedeuteten Anordnung wiederum in einer gegen den Innenrand stetig zunehmenden Streckung in der Längsrichtung bestehen.

c) Betrachten wir den Fall einer bogenförmigen Anlage mit annähernd parallelen Schenkeln (Abb. 3) und gliedern wir dem einen Schenkel einen Innenstreifen durch Faltung an, wobei sich

dessen Breite von (x) auf (x—y) verkürzt. Dadurch wird der Abstand der beiden Schenkel des Faltenbogens ebenfalls um den Betrag y verkürzt; die Auswirkung auf den Scheitel des Faltenbogens muß unter allen Umständen die sein, daß dessen Krümmung enger wird (siehe Cornelius 1940, S. 240). Diese Konsequenz wäre nur dann zu vermeiden, wenn in dem Zwischenraum zwischen den beiden Schenkeln ein Riß entstünde.

2. Geologische Grundlagen.

Wenn wir den Versuch wagen, die im Laufe der alpidischen Orogenese eingetretene Selbstverzerrung in Gedanken rückgängig zu machen, so treffen wir gleich zu Beginn auf eine große, vorderhand — und wahrscheinlich überhaupt — nicht zu behebende Schwierigkeit: daß wir nämlich über den Betrag des Zusammenschubes immer noch so sehr im Dunklen tappen. Für ein Faltengebirge von (relativ!) einfachem Bau, z. B. den Jura, können wir Zahlen angeben, die wenigstens größenordnungsmäßig richtig sein dürften. Hier schätzt Heim (1919, I, S. 651) den Gesamtbetrag des Zusammenschubes im Südwesten auf 8 bis 9 km, d. h. etwa 25%, in der viel stärker eingeengten „Brandungszone" des Nordostens maximal auf 17,5 km = 55,5% der ursprünglichen Breite. Wir können daraus wohl den Schluß ziehen, daß in einem so viel mächtigeren und verwickelteren Gebirge, wie es etwa die Alpen sind, die entsprechenden Zahlen ganz wesentlich höher liegen müssen, sowohl absolut wie prozentual. Aber die Unsicherheiten: Wieweit dürfen wir in einem Profil aufgeschlossene Bewegungseinheiten im Streichen durchziehen? Wieweit dürfen wir senkrecht zum Streichen mit körperlichen Decken rechnen — wieweit bloß mit Bewegungsbahnen? Wieweit sind heute getrennt liegende Gesteinskörper ursprünglich übereinander abgelagert? Wie groß ist der Einfluß der Kleinfaltung? Wie groß der von Auswalzung und Streckung? Diese und andere Unsicherheiten sind unüberwindlich. Einigermaßen „abwickelbar" sind in den Alpen noch manche Profile der helvetischen Zone; hier schätzt Arn. Heim für das Profil Säntis bis Ostende des Aarmassivs die Verkürzung auf 65 km. Für die gesamten Schweizer Alpen schätzt sie Alb. Heim (1921, II, S. 51) auf 200—300 km; das scheint, wenn wir die zuvor genannte Zahl für das helvetische Gebiet berücksichtigen, reichlich vorsichtig! J. Cadisch (1942, S. 42 f.) kommt auf Grund sorgfältiger Schätzung zu einem größeren Betrag des Zusammenschubs (speziell für die Ostschweiz): von ursprünglich 630 auf 150 km = 76%! die

Verschmälerung beliefe sich demnach auf 480 km. Manche Teilschätzungen ostalpiner Geologen liegen noch weit höher; und zwar solcher von keineswegs übertrieben nappistischer Einstellung! So glaubt E. Kraus (1942, S. 234) eine ursprüngliche Breite allein der ostalpinen Flyschzone von 175 km (gegen heute 5—10 km!) annehmen zu müssen[9]; und K. Osswald (1929, S. 11, 19) kommt für das Profil längs des Inntales zu einer Annäherung der Kalkzone an das Vorland von 400 km! Andere Schätzungen für die — als bodenständig betrachteten! — nördlichen Kalkalpen bewegen sich freilich weit tiefer: zwischen 50 (F. F. Hahn) und 85 km (Spengler)[10]. Das ist aber erst ein Bruchteil des Gesamtzusammenschubes der Alpen.

Weniger als einige 100 km kann dieser nicht ausmachen; soviel können wir sagen. Aber mit Sicherheit bestimmen können wir ihn nicht und können daher höchstens Näherungswerte einsetzen. Für die übrigen Teile des alpidischen Faltenstranges gilt mutatis mutandis dasselbe.

Eines darf indessen als sicher vorausgesetzt werden: Im Streichen kann und wird der Betrag des Zusammenschubes nicht überall gleichbleiben! Aber — Sprünge macht die Natur nicht[11]; und so werden sich solche Änderungen von einem Querprofil zum anderen nie sprunghaft vollziehen — das ist aus geometrischen Gründen nicht möglich! —, sondern stetig (mindestens im großen betrachtet). Nur mit einer stetigen Ab- und Zunahme des Zusammenschubes im Verlaufe des Streichens brauchen wir mithin zu rechnen.

Wenn wir die Selbstverzerrung der alpidischen Faltenzone studieren wollen, werden wir mit Vorteil ausgehen von solchen Stellen, wo sich die Lagebeziehungen gegenüber dem Umland nicht nennenswert geändert haben. Das wären also Gebiete autochthoner Faltung. Allein dies sind in der Regel Außenzonen, die ihrerseits von dem Hauptkörper des Gebirges wieder durch tiefgreifende Schubflächen getrennt sind, so daß sich dort erst das Problem der

[9] Allerdings nicht so sehr auf Grund von tektonischen Beobachtungen als von theoretischen Vorstellungen über die Ablagerungsräume.

[10] Dabei sind in Spenglers Schätzung nach meiner Überzeugung die südgerichteten Überschiebungen am Kalkalpen-Südrand weit überbewertet; um sie auf ihr richtiges Maß zurückzuführen, mag man rund 20 km abziehen. Damit verschwindet der Unterschied gegenüber der Schätzung Hahns zum größten Teil.

[11] Es sei denn, daß „Sprünge" = Transversalverschiebungen schon im geologischen Kartenbild sichtbar sind; vgl. unten! Aber auch da wird es sich stets nur um vergleichsweise kleine Beträge von allenfalls einigen Kilometern handeln.

gegenseitigen Beziehungen stellt; zudem sind sie meist erst nachträglich, in jüngeren Phasen dem Faltenzug angegliedert. Man denke z. B. an die Molassezone der Alpen.

Eine andere Art der Verknüpfung mit dem Umland bedeuten in letzteres auslaufende Falten: „freie Enden" (E. Suess). Wir kennen solche vom Jura und vom Sporn von Valeni in den Ostkarpathen; aber auch in diesen beiden Fällen handelt es sich um jung angegliederte, vom Hauptfaltenstamm sich ablösende Außenzonen. Auch der Hohe Atlas, dessen gegen Westen rasch absteigende Faltenachsen auf ein freies Ende schließen lassen (und nicht auf eine Fortsetzung quer über den Atlantik im Sinne von R. Staub!), ist nur eine Auffaltung innerhalb des Vorlandes.

Glücklicherweise gibt es jedoch im europäischen Bereich ein Beispiel eines freien Endes, welches den ganzen nördlichen Hauptstrang betrifft: das Ostende des Balkans. Das hat schon E. Suess (III/2, S. 118) vermutet und die Untersuchungen von Kockel und Pollak sprechen durchaus dafür. Allerdings das Ausklingen der Falten selbst ist nicht zu sehen; aber die Abnahme der Faltungsintensität gegen Osten ist derart[12], daß wir auf ein nahes Ausklingen schließen müssen.

Der Balkan setzt also tektonisch nicht im Kaukasus fort und auch nicht — trotz aller Faziesverwandtschaft! — in den nordanatolischen Ketten; diese lösen ihn vielmehr im Streichen ab (Kockel 1933, S. 12)! Dies ist, nebenbei bemerkt, ein neues und, wie mir scheint, vernichtendes Argument gegen einen Gebirgsbildungsmechanismus im Stile Argands und Staubs, der mit einem lückenlos durchlaufenden Faltenband zwischen den gegeneinander gedrifteten Kontinentalmassen steht und fällt.

Eine Rekonstruktion der Lageveränderungen, welche mit der alpidischen Orogenese verbunden waren, wird also mit Vorteil vom Ostende des Balkans ihren Ausgang nehmen, weil die Lageänderung von Faltenzug zu Vorland sich hier dem Wert Null nähert.

Die Rekonstruktion selbst kann nur in der Weise erfolgen, daß wir die Achse des Faltenstranges — d. h. die Zone, welche Bereiche entgegengesetzter Vergenz scheidet — als festliegend betrachten, die durch Faltung bzw. Überschiebung aufgezehrten Streifen aber an den Außenrändern gegen die beiderseitigen Vorländer anstückeln. Wir versetzen also nicht die Decken — soweit solche vorhanden! — in ihre Ausgangslage zurück, sondern ziehen

[12] Nach Kockel trifft hier der einzigartige Fall ein, daß nicht das Gebirge die Vortiefe überwältigt, sondern umgekehrt! Wie ich einer Mitteilung von W. E. Petraschek entnehme, ist mit einem Eingreifen alpidischer Bewegungen auch in das (meist als variskisch betrachtete) Rhodopemassiv zu rechnen. Damit würde die Bedeutung des freien Endes des Balkans wieder abgeschwächt.

sozusagen die Unterlage unter ihnen hervor. Das geschieht zunächst ganz ohne Beziehung zu theoretischen Vorstellungen über den Überschiebungsvorgang. Denn sobald wir nördlichen und südlichen Faltenstamm, nördliches und südliches Vorland als grundsätzlich gleichberechtigt anerkennen (Kossmat, Kober u. a.), ist dieses Verfahren das geometrisch einzig mögliche; man versuche nur einmal die Decken von zwei Seiten her in ein Mittelfeld zurückzuversetzen, und man wird bald sehen, wie man da ins Gedränge kommt! In einem Falle freilich werden sich auch bei unserem Verfahren Schwierigkeiten ergeben, die eben in der Relativität der Bewegung begründet sind: wo nämlich ein und dasselbe Gebiet einander entgegengesetzten Faltenzonen als Vorland dient (Adria!). Denn wir können es nicht in einer Konstruktion nach beiden Seiten hervorziehen — wir können nur feststellen: es ist durch die Faltung um den oder jenen Betrag schmäler geworden, und können um eben diesen Betrag den ganzen Faltenstrang der einen Seite – mitsamt seinem (entgegengesetzt vergenten!) Gegenflügel und dessen Vorland! — zurückversetzen. Dabei müssen wir uns aber bewußt bleiben, daß wir ebensogut von der anderen Seite ausgehen und den entgegengerichteten Faltenstrang mit allem Drum und Dran zurückversetzen könnten.

Daß aber das hier angedeutete Verfahren auch genetisch das Richtige trifft, daß, mit anderen Worten, eine Zusammenschiebung und Unterschiebung der beiderseitigen Vorländer das Wesentliche bei der Orogenese ist, dieser Überzeugung habe ich anderwärts (Cornelius 1940, S. 293, 305) Ausdruck verliehen. Hier sei nur nochmals betont, daß diese Anschauungsweise manches sonst schwer faßbare Detail dem Verständnis näherbringt, z. B. „das zonare Wandern der Faltung“ von innen gegen außen, selbst dann, wenn eine und dieselbe Decke in ihrem Stirngebiet noch Bewegung zeigt zu einer Zeit, da in ihrem Wurzelgebiet[13] längst alles erstarrt ist, wie dies bei penninischen und ostalpinen Decken der Alpen zum Teil vorkommt.

3. Der Jura.

Dieses Modell eines Faltengebirges hat schon oft zur Veranschaulichung von Erscheinungen gedient, die hier übersichtlicher sind als in größeren und verwickelteren Verhältnissen. So ist es auch hier vorangestellt.

[13] „Wurzel“ ist immer in dem Sinne zu verstehen, in dem von Cornelius 1940, S. 289, der Ausdruck gebraucht wurde.

Der Jura — der Kürze halber sei darunter im folgenden stets das Gebirge verstanden, das man exakter als Kettenjura bezeichnet! — bildet einen gegen Nordwesten konvexen flachen Bogen von 300 km Sehne. Der Außenrand mißt rund 390 km, die viel sanfter gekrümmten inneren Randketten 330 km (nach Heim I, S. 548).

Wie andere bogenförmige Kettengebirge gilt auch der Jura als Erzeugnis eines „einseitigen Schubes". Nun ist dieser bei den Geologen so beliebte Begriff gänzlich unklar und physikalisch unhaltbar. Die Physik kennt nur Gleichheit von Druck und Gegendruck; ferner kennt sie nur relative Bewegungen, deren Beschreibung von der Wahl des Koordinatensystems abhängt, das wir ihr zugrunde legen. In diesem Sinne können wir die landläufige Vorstellung als „Bewegung der Jurafalten nach der konvexen Seite gegen und über das Vorland" oder mit „An- und Unterschiebung dieses Vorlandes gegenüber den Jurafalten" beschreiben; beides ist — dies sei nochmals ausdrücklich betont — physikalisch völlig gleichbedeutend[14]. Daß diese landläufige Vorstellung jedoch nicht richtig ist, daß vielmehr auch eine Bewegung gegenüber dem Vorland auf der konkaven Seite (ich vermeide mit Absicht, es als „Rückland" zu bezeichnen!) im Spiel und alles andere denn zu vernachlässigen ist, das wird aus den folgenden Ausführungen hervorgehen.

Der Jura zeigt an seinem NE-Ende ein „freies Ende": die Lägernkette, die am weitesten gegen E verfolgbare seiner Falten, versinkt gegen E ausklingend im Molasseland. Hier ist also der Betrag des Zusammenschubes für das gesamte Gebirge = Null; irgendeine Lageänderung ist nicht eingetreten. Aber auch die südlich sich angliedernden weiteren Falten zeigen zumeist freie Enden, eine jede für sich; eine um die andere „biegt ... etwas gegen ESE ab und erlischt" (Heim I, S. 597). Am Punkt des Erlöschens ist also auch für jede dieser Falten der Betrag des Zusammenschubes = Null; es ist anzunehmen, daß diese Punkte ihre Lage nicht geändert haben, weder in bezug auf das Gebirge noch auf das (südliche) Vorland, sie gehören ja sozusagen dem einen wie dem anderen an. Charakteristisch ist das von Heim hervorgehobene Abdrehen gegen ESE: es ist allem Anschein nach genetisch engstens verknüpft mit dem Untertauchen der Falten. Folgende Deutung scheint mir nahezuliegen: Die erste Anlage jeder dieser Falten verlief vom „Punkte des Erlöschens" gegen W bzw. SW in der Richtung des allgemeinen Faltenstreichens und

[14] Dies anerkennt übrigens Argand 1916, Fußnote [3]) auf S. 156.

in dem Abstand, welchen das Lot von jenem Punkte auf die nächste nördlich vorbeistreichende Falte anzeigt. In dem Maße als die Falte in die Höhe wuchs, rückte sie gegen N, der Punkt des Erlöschens, an dem sie eben nicht mehr wuchs, wurde in seiner ursprünglichen Lage festgehalten. Die angeführten Lote geben also wenigstens beiläufig ein Maß für die Lageänderung der Falten während ihres Wachstums, für die dabei erfolgte Aufzehrung des südlichen Vorlandes[15].

Glücklicherweise gibt es auch noch eine zweite Erscheinung, die uns erkennen läßt, daß der Jurazusammenschub sich zu einem guten Teil auf Kosten des südlichen Vorlandes abgespielt haben muß. Die vielbesprochenen großen Transversalverschiebungen — auf deren Rolle als zu der Faltung korrelate Scherflächenschar (Schwinner 1928, S. 34 f.) kurz hingewiesen sei[16] — zeigen nämlich die Eigentümlichkeit, daß sie sich gegen N (fast) ausnahmslos noch innerhalb der Jurafalten totlaufen und erlöschen, während wenigstens einige von ihnen — und gerade die bedeutendsten — das Gebirge bis zu seinem südöstlichen Rande durchschneiden und diesen verstellen. Hier muß also einer lockereren Faltung auf der W-Seite der Transversalverschiebung

[15] Ob man das ähnliche Abdrehen in umgekehrter Richtung der Kette Gr. Credo—Mt. Vuache gleichermaßen deuten darf, möchte ich allerdings stark bezweifeln; dafür ist sein Betrag — rund 10 km Pfeillänge, d. h. mehr als der wahrscheinliche Gesamtzusammenschub in diesem Querprofil! — viel zu groß. Es gehört wohl, zusammen mit der hier vom Lac d'Annecy herübersetzenden großen Querstörung, zu den am wenigsten verständlichen Erscheinungen der ganzen Juratektonik

[16] Diese Auffassung der Transversalverschiebungen erscheint mechanisch so wohl begründet, daß ich den Versuch Philipps (1942, S. 472 u. a.; den in Aussicht gestellten Teil der Arbeit, der eine Gesamtdiskussion des Problems der Transversalverschiebungen bringen sollte, ließ der tragische Tod des Verfassers leider nicht mehr zur Ausführung kommen), sie auf ein Wiederaufleben präexistierender von N hereinstreichender Bruchzonen zurückzuführen, nur als gekünstelt empfinden kann; wenn auch die Möglichkeit zuzugeben ist, daß fallweise die Transversalverschiebung vorgezeichnete ältere Bewegungsbahnen benutzt haben kann. Die zum Teil stark verschiedene Ausbildung der Falten zu beiden Seiten der Verschiebungsflächen ist für eine Entstehung während der Faltung kein Hindernis (siehe auch Th. Raven 1925, der daraus den Schluß ziehen möchte, daß ihr Durchreißen bald nach Beginn der Faltung eingesetzt hat). Und die Erscheinung, daß die Bewegung gegen N innerhalb der Faltenzüge ausklingt, die Philipp zugunsten seiner Auffassung hervorhebt (S. 476: an der Pontarlier-Linie „... im südlichen Teile scheinbare Transversalverschiebungen von 2—3 km ... während weiter nördlich in Richtung Pontarlier kaum noch eine Horizontalverschiebung bemerkbar ist“) — sie scheint mir in dieser Hinsicht ziemlich unwesentlich, wenn man die Deutung annimmt, die ich hier gebe.

eine straffere auf der gegen N vorgeschobenen E-Seite gegenüberstehen; daß es sich dabei um ein Wachstum des Gebirges gegen die konkave Innenseite des Bogens handelt, wird noch unterstrichen durch die Zunahme des Verstellungsbetrages gegen S (Heim I, S. 17, wenn auch für den südlichen Teil zu korrigieren; vgl unten!).

Den Verschiebungsbetrag an der größten Transversalverschiebung Vallorbe—Pontarlier schätzt Heim I, S. 617, im S auf 10 km. Das ist zweifellos zu hoch gegriffen; denn berechnen wir die Komponente senkrecht zum Faltenstreichen, die auf der Ostseite der Bewegungsfläche durch Mehrzusammenschub kompensiert werden muß, so kommen wir da schon auf rund 7 km. Das ist aber fast der Gesamtbetrag des Zusammenschubes, der uns für diesen Teil des Jura überhaupt zur Verfügung steht (vgl. unten). Chr. Sprecher kommt denn auch nur auf einen Maximalbetrag der Verschiebung von etwa 3 km. Für den äußersten Süden, die Gegend der Dent de Vaulion, messe ich auf der Karte von Tutein Noltheniu s etwa 4 km, mag es sich da auch mehr um eine Abbeugung im Streichen handeln als um eine eigentliche Transversalverschiebung (Nolthenius zieht eine solche nicht durch [vgl. dazu aber Heim II/2, S. 913], doch erwecken die Details der topographischen Karte den Verdacht, daß doch etwas Derartiges vorhanden sein dürfte). Senkrecht aufs Faltenstreichen gemessen, ergibt sich eine Komponente von gegen 3 km, die also gemäß dem zuvor Gesagten durch Mehrzusammenschub auf der Ostseite der Verschiebungsfläche auf Kosten des südlichen Vorlandes kompensiert zu denken sind. Nun ist nach Heim I, S. 621, die Bewegung an den Transversalverschiebungen ungefähr gleichzeitig mit dem letzten Drittel der Faltung erfolgt. Es stünden uns also für die vorhergehende Phase des Zusammenschubes ohne Transversalverschiebung noch rund 6 km zur Verfügung, allein für den südlichen Teil. Auch dies scheint noch reichlich hoch gegriffen, im Hinblick auf den 8 km kaum wesentlich überschreitenden Gesamtzusammenschub dieses Gebirgsprofils (s. unten); für die nördliche Hälfte desselben bliebe da gar nichts mehr übrig. Bleiben wir also vorsichtshalber bei dem halben Betrag, so wären das 3 km älterer Zusammenschub im Südteil, die gleichsinnig der späteren Phase auf Kosten des südlichen Vorlandes zu setzen sind.

Von den weiteren Transversalverschiebungen schien die zweitgrößte (Dôle—Champagnole, nach Heim I, S. 614) ebenfalls noch bis zum Innenrande des Jurabogens hindurchzusetzen. Doch konnte sie H. Lagotala (S. 26) in der Gegend der Dôle nicht mehr nachweisen. Wohl aber tritt wenig nordöstlich von dort die von dem genannten Autor in allen Einzelheiten genauestens kartierte

Transversalschiebung von St. Cergues auf, als einzige bedeutende Vertreterin der fast ganz unterdrückten, symmetrischen, zweiten Scherflächenschar (Heim I, S. 623; R. Schwinner, S. 40), zwischen E—W und WNW streichend. Auch sie durchschneidet das Gebirge bis zum Innenrand; auch ihr Verstellungsbetrag ist dort am größten: 1,2 bis 1,4 km nach Lagotala, um gegen W abzunehmen. Hier ist der Südflügel — der gegen W vorgeschobene — enger[17] gefaltet, wie es der Symmetrie zu dem N—S streichenden Scherflächensystem entspricht. Senkrecht zu den Faltenachsen entspricht der obige Betrag einem solchen von rund 1 km, um welchen also der Innenrand des Jurabogens durch die genannte Verschiebung gegen NW gerückt ist.

Für den Außenrand des Jura charakteristisch ist die Gliederung in Teilbögen[18] mit mehr oder minder ausgeprägter Überschiebung auf das Vorland (von den teilweise ihnen vorgelagerten gleichsinnigen Vorlandfalten sei dabei abgesehen). Die bedeutendsten sind der das nördliche Faltenbündel des E-Jura gegen SW fortsetzende Bisontische Bogen und der bei Salins aus dem Inneren des Gebirges herausstreichend jenen über-

[17] Aus den Profilen von Lagotala (Taf. I, Fig. 16) ist dies allerdings nicht unmittelbar zu ersehen; dies ist aber auch gar nicht zu verlangen, da ja auch die Tiefe, bis zu der die Falten aufgeschlossen sind, verschieden ist.

[18] H. Philipp 1942 bestreitet die Realität dieser Bögen; er möchte sie ersetzen durch eine Vergitterung der „svebohelvetischen" (d. h. ENE streichenden) alpidischen Jurafalten mit älteren Störungen, insbesondere „rheinischer" (NNE-) und „eggischer" (N—S-) Richtung. Inwieweit die Angaben des genannten Geologen zutreffen, daß ein stetiges Umschwenken der Faltenzüge gar nicht stattfinde — im Gegensatz zu allen bisherigen Darstellungen — das kann ich aus der Ferne nicht nachprüfen. Aber das scheint mir auch nicht so sehr maßgebend, als vielmehr, daß überhaupt eine Richtungsänderung des Faltenstreichens aus E—W nach NE und schließlich N—S erfolgt. Dies allein zeigt, daß die alpidischen Jurafalten nicht an die „svebohelvetische" Richtung geknüpft sind! (Überhaupt ist — nebenbei bemerkt — eine Klassifikation tektonischer Störungen rein nach der Richtung — ohne Rücksicht darauf, was für Bewegungen an ihnen erfolgt sind! — wohl grundsätzlich abzulehnen!) Daß ältere Störungssysteme in die Faltenzone des Jura hineinreichen, war ja besonders für die südliche Verlängerung des Rheintalgrabens schon länger bekannt und wird durch Philipps Kluftdiagramme in noch weiterem Umfange wahrscheinlich gemacht; daß sie für die Ausgestaltung der Faltenzüge in manchen Einzelheiten von Belang sein werden, soll in keiner Weise bestritten werden. Daß aber im großen und ganzen die Faltung autonom über diese größtenteils doch verhältnismäßig unbedeutenden Störungen hinwegschreitet — wie gering ist doch der sichtbare Einfluß selbst der wirklich großen Randdislokationen des Rheintalgrabens! —, das scheint mir in keiner Weise zu erschüttern. Ich sehe also keinen Grund, an der Realität der Randbögen des Jura zu zweifeln.

schneidende und überschiebende ledonische Bogen (vgl. die vorzügliche Übersicht im Geologischen Führer der Schweiz von Favre und Jeannet 1934). Weiter im Süden ist noch der Bogen von St. Amour und besonders der von Ambérieu zu nennen, mit durch Bohrung nachgewiesener flacher Aufschiebung von mindestens 2 km auf das Vorland (Jung 1932).

Diese Bogengliederung wird häufig auf stauende Hindernisse im Vorland zurückgeführt. So liegt dem einspringenden Winkel von Salins das kleine kristalline Massiv der Serre vor und jenem südlich des Bogens von Ambérieu die Île de Crémieux mit ebenfalls hervortretender variskischer Kristallinunterlage. Aber vor dem doch auch recht gut ausgeprägten einspringenden Winkel nördlich Ambérieu fehlt ein entsprechendes Hindernis; und von Salins bis zur Serre sind es immer noch 35 km, die durch die Annahme eines von der letzteren gegen S vorspringenden verdeckten Spornes nur rein hypothetisch überbrückt werden können. So hinkt die angedeutete Erklärungsweise; und es scheint wünschenswert, eine bessere zu finden.

Eine solche scheint mir nun darin gegeben, daß der Zusammenschub den schon in der ersten Anlage bogenförmig gestalteten Juraaußenrand gegen innen verlagert hat. Das bedeutete nicht nur Flächenschwund in der Richtung des Querprofils, sondern zugleich Massenüberschuß in der Streichrichtung: ein konzentrischer Innenbogen ist ja kürzer als der Außenbogen! Die entstehenden Faltenzüge mußten sich dem verfügbaren Platz anpassen durch entsprechend gekrümmten Verlauf, gegebenenfalls auch durch gegenseitige Überschneidung, wie sie bei Salins tatsächlich vorliegt. Damit findet diese vielumstrittene „Ondulation transversale" (vgl. de Margerie II, S. 731 f; Philipp, S. 442 f.) ihre, wie mir scheint, ganz befriedigende Erklärung.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß ich den Jura — ebenso wie die Alpen! — als gegen beide Vorländer bewegt betrachte. Man wird einwenden, daß dem die weit überwiegende — auch in den inneren Ketten — N- bzw. W-Vergenz der Jurafalten widerspreche. Allein es gibt auch eine nicht unbeträchtliche Zahl von süd- bis ostvergenten Falten, ausnahmsweise sogar in den nördlichen Außenketten (Lomont! De Margerie II, S. 785), neben einer noch viel größeren von indifferenten, einfach aufrecht stehenden. Die herkömmliche Bezeichnung als „Rückfaltung" gibt keine Erklärung, sondern nur eine andere Ausdrucksweise für den Sachverhalt; und auch damit, daß in solchen Fällen von „Unterschiebung" geredet wird, ist nichts gewonnen; vgl. das oben bezüglich Relativität der Bewegung Gesagte (S. 347). Mir will

scheinen, daß in der Vergenz einer einzelnen Falte vor allem lokale bessere Ausweichmöglichkeiten nach der einen oder der anderen Seite sich widerspiegeln, die wir freilich heute, da die Falten nur noch in stark abgetragenem Zustand vorliegen, unmöglich noch rekonstruieren können; daß aber im allgemeinen auf der konvexen Seite eines Bogens mehr Platz zur Verfügung stehen wird als auf der konkaven, dürfte einleuchten! So ist die vorherrschende Vergenz gegen außen vielleicht auch ganz einfach als geometrische Konsequenz der Bogenform[19] aufzufassen, ohne daß sie Rückschlüsse auf Bewegungsrichtungen zuließe; solche werden erst möglich in Fällen einheitlicher Schuppenstruktur usw., wie im NE-Jura.

Betrachten wir nun den Zusammenschub des Jura etwas genauer (Zahlenwerte bei Heim I, S. 651). Er beginnt am Ostende mit der Lägernkette mit dem Werte 0, steigt an der Lägern selbst auf 1850 m und wächst von da rasch weiter bis zum Maximalwert von 17,5 km im Profil Aarburg-Wiesenegg. Von da gegen W nimmt er zunächst langsam wieder ab, beträgt im Grenchenbergprofil noch 9,25 km nach Heim bzw. 11 km nach Buxtorf 1916[20], um schließlich mit Werten um 7—8 km ziemlich stabil zu bleiben; für den französischen Anteil fehlen leider jegliche Angaben[21].

[19] Daß die Vergenz der Falten keineswegs notwendig nach der konvexen Bogenseite gerichtet ist, zeigen aufs klarste einige asiatische Beispiele: ein breiter Anteil der Falten der Iraniden (= Zagros-Bogen) vergiert ausgesprochen gegen dessen konkave Innenseite (P. Arni). Und im Sunda-Bogen ist die Vergenz nicht nur der gesamten Jungtertiär-Falten Sumatras und Javas, sondern mindestens auf der letztgenannten Insel auch die der spärlichen mesozoisch-alttertiären Gebirgsfragmente einheitlich gegen den „Sunda-Schelf“, d. h. gegen die Innenseite des Bogens, gerichtet (siehe Zwierzycki 1930). Nach welchem Merkmal soll man hier also die Richtung des „einseitigen Schubes“ bestimmen: nach der Vergenz der Falten oder nach der Konvexität der Bögen?

[20] Die kleine Unstimmigkeit beider Ziffern unterstreicht den Verdacht, daß die Heimschen Schätzungen eher zu niedrig sein dürften.

[21] Es fehlt auch ganz an der Möglichkeit, diesem Mißstand durch eigene Schätzungen abzuhelfen: das umfangreiche Werk von E. de Margerie, so verdienstvoll durch gewissenhaftes Zusammentragen aller in einer unübersehbaren Literatur verstreuten Details, gibt leider nicht ein Profil durch die gesamte Faltenzone des Jura! Und die wiedergegebenen Detailprofile — namentlich älteren Datums — sind vielfach überhöht gezeichnet, wobei oft nicht einmal der Höhenmaßstab angegeben wird; damit fallen sie aber für alle ziffernmäßigen Betrachtungen aus. Es wäre dringend zu wünschen, daß gelegentlich der geologischen Neubearbeitung der französischen Jura-Kartenblätter dieser empfindliche Mangel abgestellt würde!

Wie ist dieser Zusammenschub auf die beiden Seiten des Faltenzuges zu verteilen? Seine Maximalwerte betreffen die Brandungszone, in welcher sich Falte auf Falte gegen N überschlägt und zum Teil in Überschiebungen von mehreren Kilometern Überdeckungsbreite auf den Tafeljura, d. h. auf die Sedimentdecke des sich gegen N heraushebenden Schwarzwaldes, auffährt. Hier werden wir also die durch den Zusammenschub verschlungene Fläche ohne Frage zu einem wesentlichen, wahrscheinlich zum weit überwiegenden Teil auf der Nordseite des Gebirges zu suchen haben — in Übereinstimmung mit der allgemein herrschenden Anschauung.

Anderseits fanden wir oben für den Ostflügel der Transversalverschiebung Vallorbe—Pontarlier einen Anteil des Zusammenschubes von 3 + 3 = 6 km als wahrscheinlich auf der Innenseite des Faltenbogens in Anrechnung zu bringen. Für diese dürfte der genannte Betrag dem Maximum entsprechen; gegen SW nimmt er an der genannten bis zum Innenrande hindurchsetzenden Transversalverschiebung sprunghaft ab (allerdings an jener von St. Cergues alsbald auch wieder um 1 km zu); gegen NE dürfte er auf längere Erstreckung ziemlich konstant bleiben, erst südlich der Brandungszone, wo eine Falte nach der anderen gegen SE abdreht und ausklingt, sich rasch verringern.

Wenn unsere Ziffern stimmen, dann bleibt somit für den Außenrand des Gebirges westlich der Brandungszone nur ein sehr bescheidener Betrag an Zusammenschub verfügbar: Nur ein etwa 2 km breiter Vorlandsstreifen ist hier durch die Faltung verbraucht worden. Das scheint sehr wenig; und ich möchte nochmals dem Verdachte Raum geben, daß die Heimschen Schätzungen zu niedrig sind, daß der obige Betrag vielleicht um 1—2 km vergrößert werden muß. Sei dem aber wie ihm wolle, auf alle Fälle bleibt das rasche Anwachsen des auf die Nordseite entfallenden Zusammenschubes auf ein Mehrfaches des bis dahin normalen Betrages in der „Brandungszone" knapp vor dem Erlöschen der gesamten Faltung gegen E, eine sehr auffallende Erscheinung, die eine Erklärung erfordert. Eine solche liegt freilich auf der Hand: es ist das Hervortreten der Kristallinunterlage im Schwarzwald, welches ja schon lange für die Existenz der Brandungszone verantwortlich gemacht wird. Hier, wo es sich um eine verhältnismäßig wenig tiefgehende[22] Faltung handelt, ist die Stauung durch

[22] Mächtigkeit der Schichten oberhalb der Abscherungszone (mittlerer Muschelkalk) im NE-Jura gewiß noch unter 1 km (nach Heim I, S. 606. unter Berücksichtigung der in den Tabellen S. 456 und 486 für Lias und Trias angegebenen Werte).

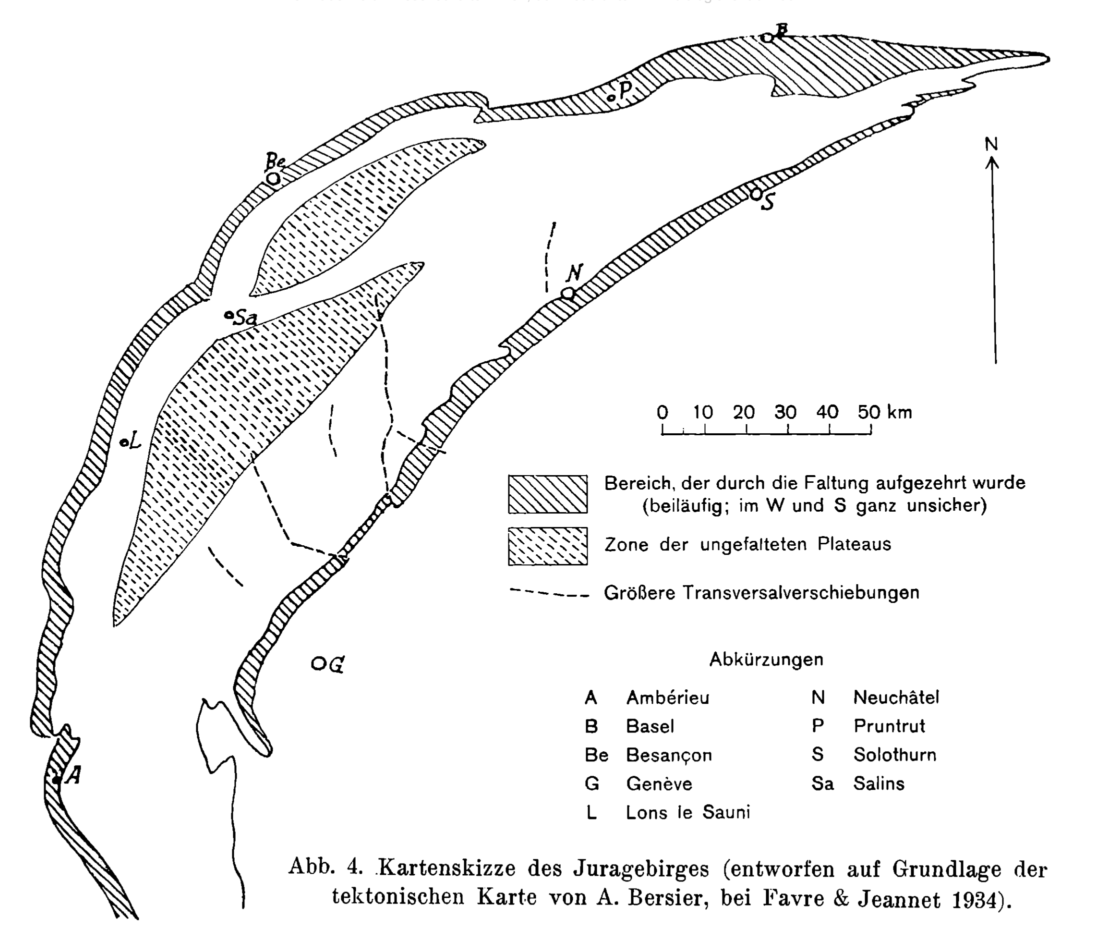


Abb. 4. Kartenskizze des Juragebirges (entworfen auf Grundlage der tektonischen Karte von A. Bersier, bei Favre & Jeannet 1934).

eine „alte starre Masse" wirklich eine ganz plausible Erklärung. Ohne dieses stauende Hindernis würden die Jurafalten vermutlich in dem Sektor von W—E über NE bis vielleicht S—N auseinanderlaufen, um allmählich zu erlöschen.

Das Flächenstück, welches die Jurafalten geliefert hat, hatte vor der Faltung ungefähr die in Abb. 4 angedeutete Gestalt und Ausdehnung. Es war etwas schwächer gekrümmt als das Kettengebirge, wie es heute dasteht. Der Jura entspricht somit ziemlich gut dem oben (S. 342 unter b) skizzierten Fall. Die heutige Bogenform ist keineswegs das Erzeugnis eines „einseitigen Schubes gegen außen"; sie ist das notwendige Ergebnis der Selbsverzerrung einer von Haus aus gekrümmten Ausgangsform.

Zugleich erhalten wir durch unsere Betrachtungsweise eine befriedigende Antwort auf die schon von Heim (I, S. 625) aufgeworfene Frage, warum die Transversalverschiebungen — wenigstens die bedeutendsten unter ihnen — nur die inneren Juraketten betreffen; dies gilt ja ziemlich allgemein auch dort, wo sie nicht bis zum Gebirgsrande selbst hindurchschneiden. Nur die Innenketten wurden aus ursprünglich fast geradem Verlauf durch die Selbstverzerrung in einen gekrümmten hineingezogen und damit der Längsstreckung unterworfen, die das Aufreißen dieser Verschiebungsflächen zur Folge hatte. Für den Außenrand sahen wir im Gegenteil, wie durch Zusammenschub von größerem auf kleineren Radius ein Raummangel auch in der Streichrichtung, damit Gliederung in Teilbögen, fallweise mit gegenseitiger Überschiebung, notwendig eintreten mußte.

Die Innenketten darf man hiebei wohl, ohne einen großen Fehler zu begehen, mit dem „helvetischen" Faltenbündel (Favre und Jeannet), die Außenketten mit dem nördlichen + dem ledonischen gleichsetzen. Die zwischengeschaltete „Zone der Plateaus" wäre demnach eine (verhältnismäßig) unbewegt gebliebene Zentralzone, gegen welche die beiderseitigen Vorländer bewegt wurden. Daß sie auf weite Erstreckung ungefaltet blieb, möchte ich dabei nicht auf ein geheimnisvolles versteifendes Hindernis in der Tiefe[23] zurückführen, sondern wieder auf die halbmondförmige Gestalt der ganzen Anlage: Im mittleren Teil, wo sich diese verbreitert, reichte der Zusammenschub eben nicht mehr aus, um den Schichtenstoß seiner ganzen Breite nach zu überwältigen. Es ist gerade das Bild, das nach Ampferer (1939, S. 345) bei Anschub von zwei Seiten zu erwarten wäre.

[23] Von dem die Sedimenthaut ja genau so hätte abgeschert werden können, wie im NE über dem Schwarzwald-Kristallin!

Wir gewinnen also auf Grund unserer Betrachtungsweise eine einfache Deutung für eine ganze Reihe bisher schwer verständlicher Erscheinungen.

Sehr bedeutend ist die Selbstverzerrung des Jurabogens wohl nicht; ist ja doch auch die ganze Jurafaltung im Vergleich zu der Tektonik der großen Kettengebirge eine recht bescheidene Angelegenheit. Aber auch diese geringe Selbstverzerrung erfordert eine entsprechende Umgestaltung des Umlandes. Wie äußert sich diese? Wie kann das Schweizer Mittelland SW vom Neuenburger See um 6 km gegen NW gerückt sein, an der Limmat aber nicht mehr? Wie ist es möglich, daß N Aarburg ein 17,5 km breites Flächenstück verschwindet, 50 km weiter E aber alles in ungestörter Ordnung bleibt? Fragen, die hier gestellt seien, auf die wir heute keine Antwort geben können. Aber sie wecken den Verdacht, daß auch in dem anscheinend so harmlosen ungefalteten Molasseland noch weit mehr an Deformation steckt, als der darübergebreitete Schleier von Quartär und Verwitterungsdecke ahnen läßt.

Hier noch ein Wort zu den Beziehungen zwischen Jura und Alpen. Der erstere setzt gegen S fort in den Faltenzügen des Vercors, die sich westlich an den Außenrand der Alpen angliedern. Um eine Fernwirkung alpiner Deckenbewegungen, wie manchmal vermutet, handelt es sich dabei nicht. Denn die Jurafaltung ist jünger als die gesamte Molasse, welche konkordant in jene einbezogen ist (Heim I, S. 647 f.); ebenso liegt im Vercors die (nachpontische) rhodanische Phase vor. Um diese Zeit aber waren alle alpinen Decken bereits an ihrem heutigen Platz angelangt. Druckübertragung durch die Sedimenttafel des Molasselandes — die dabei gegen ihren Untergrund verschoben worden wäre! — ist auch wenig wahrscheinlich (vgl. Cadisch 1942, S. 48).

Wohl aber können wir die Erscheinung unter dem Gesichtspunkt des zonaren Wanderns der Faltung begreifen: Es ist die jüngste, äußerste Kulisse, die sich dem Westrand der Alpen angliedert, entsprechend einer letzten Bewegung gegen W bis NW.

4. Beispiele aus dem alpidischen Hauptzug.

a) Der Balkan-Karpathen-Bogen.

Ein Mindestbetrag an Selbstverzerrung ist vor allem dort mit Sicherheit zu ermitteln, wo im Verlauf weitausholender Krümmungen sich die Faltenketten auf den gegenüberliegenden Seiten

eines einheitlichen Vorlandes mehr oder minder parallel gegenüberstehen, entsprechend dem Fall c (S. 343). Dies trifft bis zu einem gewissen Grade zu auf die Umrahmung der unteren Donauebene. Die äußere Gestalt der Südkarpathen entspricht zwar bekanntlich nicht dem inneren Bau, dessen Elemente schräg zu dem W—E verlaufenden Gebirgsrand gegen die Ebene ausstreichen.

Der Balkan zeigt gegen das Schwarze Meer Anzeichen eines freien Endes (s. oben S. 346). Hier nähert sich also der Zusammenschub dem Werte Null. Gegen W nimmt er zu, zeigt im Ostbalkan juraartige Ausmaße, mit kleineren Überschiebungen, während im W eine solche von größerer Bedeutung („Stara-Planina-Stirnlinie") den Balkan-Hauptzug vom nördlichen Vorbalkan scheidet (E. Bončev 1942). Ihre Förderweite ist anscheinend nicht unbeträchtlich. Insgesamt wird für den gegen NW umschwenkenden W-Balkan wohl mit einem Mindestzusammenschub von einigen Zehnern von Kilometern gerechnet werden dürfen.

Der Balkan setzt nun nicht etwa unmittelbar fort in die Südkarpathen, die ihn vielmehr noch S der Donau mit (zunächst) S-N-Streichen ablösen. Von W aber legen sich über beide die mehr innenwärtigen Falten und Schuppenpakete der ostvergenten Krajstiden[24].

Der scheinbar einheitliche Balkan-Karpathen-Bogen ist also aus drei Teilstücken zusammengeschweißt; und diese sind von verschiedenem Alter. Das älteste sind die Karpathen, deren hier zunächst in Betracht kommende Innenzone austrisch gefaltet ist.

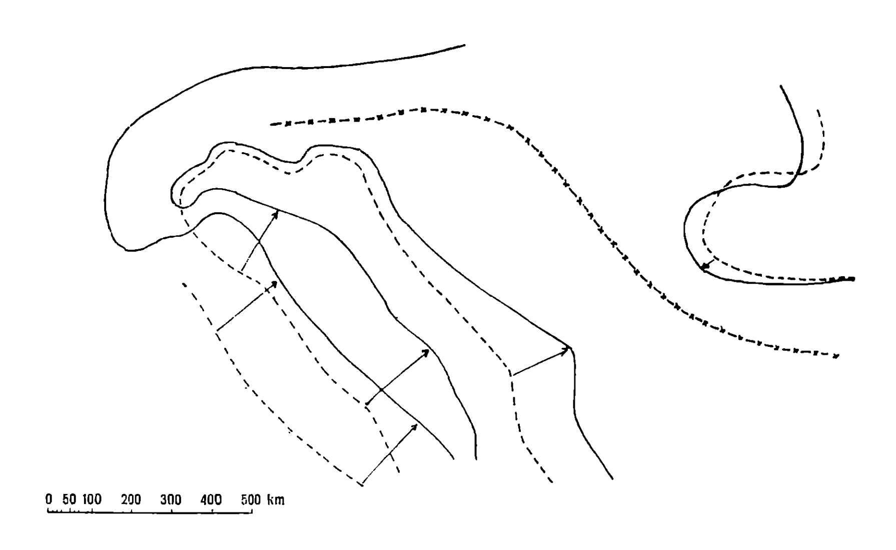
Der Hauptzug des Balkans zeigt eine laramische Vor- und eine pyrenäische Hauptphase; das jüngste Element sind die Krajstiden mit savischer Faltung (E. Bončev 1938).

Die Achse des gesamten Gebirgssystems, welche wir nach dem S. 346 Gesagten als unbewegt festhalten wollen, verläuft vom Zwischenland[25] der ungarischen Tiefebene über das altkristalline (variszische) Rhodopemassiv nach Kleinasien, zwischen dem SW-vergenten Dinaridenstamm und dem N- bis E-vergenten Balkan-Karpathen-Stamm. Der gesamte Zusammenschub des letzteren ist demgemäß als Flächenverlust des nördlichen Vorlandes in Anrechnung zu bringen.

[24] Nach der Landschaft Krajste.

[25] Dieser Ausdruck scheint mir besser als „Zwischengebirge" (Kober), da doch manche hieher gehörige Objekte wahrlich keine Ähnlichkeit haben mit dem, was man sich unter „Gebirge" vorzustellen pflegt!

Auf die Gestaltung des Bogens haben sich vor allem ausgewirkt einmal die Balkanfaltung, die einen gegen E sich verschmälernden Streifen von x km Breite[26] verbrauchte, wodurch das Vorland um den gleichen Betrag nach S bzw. SW rückt, damit automatisch aber auch alles, was sich gegen



Heutige Außenränder der alpidischen Faltenzonen

Beiläufige Lage derselben vor Faltung und Selbstverzerrung

Achse der Faltenzone, als festliegend gedacht

Abb. 5. Versuch einer Rekonstruktion der Selbstverzerrung der alpidischen Faltenschlingen.

N weiter anschloß, also auch die Karpathen. Anderseits hat die zeitlich nachfolgende Faltung der Krajstiden einen etwa N—S verlaufenden Streifen von y km Breite aufgezehrt. Da die Krajstiden gegen N im Banat ausklingen, nimmt die Breite dieses Streifens in dieser Richtung ab; die W-Verlegung des Vorlandes war also im Scheitel des Balkanbogens stärker als weiter N.

[26] Darstellung in Abb. 5 rein schematisch!

Die Effekte der Selbstverzerrung im Gefolge beider Vorgänge wirken also im gleichen Sinne: Sie bringen eine schärfere Krümmung des Bogens zustande.

Anhangweise sei hier noch die Frage gestellt: ist etwa das tiefe Eingreifen des wallachischen Senkungsfeldes, das eine Zone der Karpathen nach der anderen abschneidet, auch ein Effekt der Selbstverzerrung — eine Einbiegung gegen abwärts auf der konkaven Seite? Daß sich auf der Innenseite des Westalpenbogens ganz Ähnliches wiederholt, gibt jedenfalls zu denken. Es wäre von Wichtigkeit, wenn man weitere analoge Gestaltungen — vor allem Assam! — vergleichen könnte.

b) Die adriatische Schlinge: Dinariden—Alpen—Apennin.

Die adriatische Schlinge mit ihren weithin parallel verlaufenden Schenkeln auf der SW- und NE-Seite entspricht auf das vollkommenste unserem Schema c (S. 343).

In den südlichen Teilen der Dinariden ist seit den Untersuchungen von F. v. Nopsca und F. Kossmat (1924) ein großzügiger Deckenbau bekannt. Die Merditadecke übergreift noch unteres Oligozän. Die innersten Zonen dagegen zeigen vorzugsweise vorgosauischen Bau. Die randliche „adriatische Außenzone“ wurde in verschiedenen Phasen während des Jungtertiärs und zum Teil noch des Quartärs angegliedert. Gegen NW klingen die großen Überschiebungen aus; in Dalmatien-Kroatien herrscht ein ziemlich regelmäßiger Bau aus weithin streichenden Faltenzügen.

Wir haben also im Süden, d. h. im nordalbanischen Abschnitt, mit einem sehr beträchtlichen Ausmaß des Zusammenschubes, gewiß weit mehr als 100 km[27], zu rechnen. Gegen NW nimmt dasselbe stark ab und dürfte im kroatisch-nordbosnischen Bereich auf weniger als 50 km gesunken sein.

Der Apennin[28] verhält sich gerade umgekehrt: im N überdeckt die Ligurische Decke mit > 120 km Förderweite fast

[27] F v. Nopsca schätzt S Skutari 195 km Überdeckungsbreite der nachgewiesenen Überschiebungen; die innersten Zonen sind dabei noch nicht einmal berücksichtigt, ebensowenig die — allerdings verhältnismäßig wenig gestörte — Außenzone. Jedenfalls ist es ganz unangebracht, die Dinariden zu einem Gebirge minderen Ranges (bloße „Rückfaltung“!) zu stempeln!

[28] Ich folge hier der Auffassung, welche Steinmann angebahnt, die Arbeiten der Stilleschen Schule ausgebaut haben, insbesondere der übersichtlichen Darstellung von Behrmann.

die ganze Breite des Gebirges; auch in ihrer „toskaniden" Unterlage gibt es noch eine größere Überschiebung; die nachträgliche Deckenfaltung ist auch nicht unbeträchtlich, so daß wir wohl mit einem Zusammenschub im Ausmaß von 150 km oder mehr rechnen müssen. Gegen S schwenkt die Ligurische Decke rasch zurück; damit wird der Apennin über seine ganze sichtbare Breite autochthon bis parautochthon[29], denn auch den scharfen Faziesgrenzen, wie Abruzzen—Molise, scheinen weit reichende Überdeckungen nicht zu entsprechen (zudem dürfte es sich gerade in dem genannten Fall um eine Queraufschiebung handeln). Der Zusammenschub muß sich also stark vermindern, wahrscheinlich auf weniger als auf die Hälfte der oben genannten Zahl. Und in Kalabrien, wo es wieder größere Überschiebungen gibt, ist die Gesamtbreite des Gebirges derart verringert, daß eine neuerliche Zunahme des Zusammenschubes wohl ausgeschlossen ist.

Dieses Verhalten von Apennin und Dinariden beruht nicht etwa auf gegenseitiger Kompensation, wie man zunächst vielleicht glauben möchte; denn die beiderseitigen Faltungsphasen stimmen zeitlich nicht überein. Vorgosauische Faltung ist im Apennin unbekannt[30]. Seine Hauptphase ist mindestens im N die pyrenäische (Behrmann, S. 71); doch folgen noch zahlreiche jüngere Phasen, im ganzen mit zonarem Wandern von innen nach außen. Die Randzone ist wenigstens im N auch sehr jung: Das Piacentin ist in die Faltung einbezogen; wogegen es im S über den fertigen Bau transgrediert.

Jedenfalls hat die Faltung sowohl der Dinariden wie des Apennins das adriatische Vorland verschmälert. Heute ist dieses von einem Gebirgsrand zum anderen[31] rund 200 km breit. Die gesamte Verschmälerung muß nach dem zuvor Gesagten mindestens die gleiche Zahl von Kilometern erreichen: Die Urgestalt der „adriatischen Schlinge" war also wesentlich offener als die heutige Form. Damit kommen wir auf einem neuen Wege zu einer gleichartigen W-E-Verlagerung des Apennin-Atlas-Systems, wie sie Kossmat 1921 gefordert hat.

[29] Die von einigen Forschern angenommenen größeren Überschiebungen im Liritał usw. scheinen nach Behrmann nicht zu bestehen

[30] Allerdings kennen wir die einst vorhandene Zentralzone des Apennins nicht, in der vorgosauische Orogenese möglicherweise zu erwarten wäre: sie verrät sich durch zahlreiche exotische Gerölle im Alttertiär und noch im Miozän, liegt aber heute — abgesehen vom Peloritanisch-Kalabrischen Massiv — unsichtbar unterm Thyrrhenischen Meer. Aber der Zusammenschub dieser Zone, den wir nicht kennen, ist in der obigen Schätzung auch nicht berücksichtigt.

[31] Von den Vorfalten des Monte Gargano usw. abgesehen!

Den nördlichen Schlußstein der adriatischen Schlinge bilden die Alpen. Auch auf sie muß sich die Verschmälerung des adriatischen Vorlandes ausgewirkt haben. Das Wie sei an dieser Stelle nur ganz kurz angedeutet.

Es sei zunächst daran erinnert, daß die seit Ed. Suess landläufig gewordene Ausdehnung der Bezeichnung „Dinariden" auf die Südalpen abzulehnen ist. Die NW—SE-streichenden Faltenzüge der Dinariden schwenken nicht in die E—W-streichenden der Südalpen ein, von denen sie auch in der geosynklinalen Vorgeschichte durch eine Schwellenzone getrennt waren (Winkler 1928, 1929). Die Südalpen sind vielmehr der normale, südvergente Gegenflügel der Alpen; zumal auch die durchlaufende tektonische Grenze zwischen beiden, die seit Ed. Suess zum eisernen Bestand der Tektonik zu gehören schien, im E nicht existiert (Cornelius 1949).

Der Zusammenschub in diesem Südflügel der Alpen nimmt nun im Vergleich zu den Dinariden noch weiter ab, mehr als 10 bis 20 km dürfte er westlich des Tagliamento nicht mehr betragen. Und gegen W verkümmert er noch weiter, bis die ganzen Südalpen zwischen dem Lago Maggiore und der Gegend SW Ivrea unter die Po-Ebene absinken[32]. Daß diese Verkümmerung des Südflügels der Alpen mit deren Stellung im Scheitel der adriatischen Schlinge zusammenhängt, habe ich 1940 bereits angedeutet: Die Bewegungsfreiheit gegen S war behindert, um so mehr orogenetische Energie stand für die N-vergenten Decken der Alpen zur Verfügung.

Allerdings sind südvergente Bewegungen nicht auf den herkömmlich als Südalpen („Dinariden") abgetrennten Gebirgsteil beschränkt, sondern greifen noch tief in die Zentralalpen ein[33]. Dahin gehören die steilen Schuppungsflächen, an denen die Kalksteiner und Maulser Trias usw. eingeklemmt ist. (Dal Piaz 1937, bes. Abb. 4; Schmidegg 1937); ja noch das Einfallen des Schneeberger Zuges unter die Ötztaler Masse ist vielleicht gleichermaßen zu deuten[34]. Wegen analoger Erscheinungen in den Westalpen siehe später (S. 368).

[32] Wie schon wiederholt anderwärts ausgeführt, stehe ich auf dem Standpunkte, daß die Zone von Ivrea noch den Südalpen angehört. Es freut mich, denselben durch neuere Detailuntersuchungen (z. B. Huttenlocher, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 22, 1942, S. 326 f.) vollauf bestätigt zu finden.

[33] Wie das der Scharfblick Kossmats schon 1913 festgestellt hat — ohne daß freilich alles, was dieser in solcher Weise deutet, anerkannt werden könnte.

[34] Sofern da nicht voralpidische Tektonik im Spiele ist!

In den östlichen Südalpen zeigt sich der E—W-streichende Faltenbau bereits voroberkretazisch angelegt. Er wird nun überprägt von dem jüngeren, NW—SE-streichenden dinarischen System, wobei es im Knickungsbereich zu Überschiebungen bis zu 25 km Förderweite kommt (Kossmat 1913, Winkler 1928, 1929).

Winkler möchte auch die große Alpenknickung (Ampferer und Hammer 1911) und die in den zentralen und nördlichen Alpen so verbreiteten Knickungen und Schrägstrukturen (Sander 1921) in gleicher Weise deuten. Dem widerspricht, wie mir scheint, daß diese durchwegs entgegengesetzten Drehungssinn haben: Entgegen dem Sinne des Uhrzeigers, während die Knickbewegungen im alpin-dinarischen Grenzbereich im Uhrzeigersinn erfolgt sind. Aber als Äquivalent der durch die dinarische und Apenninfaltung erzwungenen Verschmälerung des adriatischen Vorlandes wird man jene wohl betrachten dürfen, mithin ebenfalls als einen Ausdruck der Selbstverzerrung des alpidischen Systems. Auch die seither bekanntgewordenen Querstrukturen in penninischen Bereichen der Tessiner Alpen (Preiswerk 1921; Wenk 1943) wie der Tauern (Cornelius und Clar 1935), deren Ausdehnung und Bedeutung im einzelnen noch zu erforschen bleibt, ist man versucht, unter dem gleichen Gesichtspunkt zu betrachten[35].

c) Der Westalpenbogen.

Dieses Schlußstück der adriatischen Schlinge soll wenigstens ganz summarisch behandelt werden. Einer genaueren Erörterung unter dem Gesichtspunkte der Selbstverzerrung stehen nicht nur die (S. 344) erwähnten Unsicherheiten bezüglich des Zusammenschubes entgegen, sondern auch die vielfach noch großen Unstimmigkeiten zwischen den tektonischen Auffassungen verschiédener Forscher.

Eine höchst interessante Betrachtung hat A. Spitz 1919 dem Westalpenbogen gewidmet. Er berechnet unter verschiedenartigen Voraussetzungen den Betrag des Zusammenschubes der

[35] An solchen Knickungs- und Querstrukturen scheint das Alpengebirge besonders reich — weit reicher als die andern Glieder des alpidischen Systems. Ich möchte annehmen, daß dies nicht nur durch die bessere Erforschung vorgetäuscht, sondern Tatsache ist und eben auf der eigenartigen Stellung der Alpen im Scheitel der adriatischen Schlinge beruht, wie oben angedeutet. Jedenfalls sei allen in jenen anderen Gliedern tätigen Forschern besondere Aufmerksamkeit gegenüber analogen Erscheinungen nahegelegt!

Profile Argands und konstruiert die Ausgangslagen ihrer Schnittpunkte mit dem Alpen-Innenrande. Das Ergebnis ist unter jeglichen Voraussetzungen unmöglich: Es kommen stets einander überkreuzende Bewegungsbahnen oder unmögliche Richtungen der angreifenden Kräfte heraus. Spitz glaubt dann zu einem annehmbaren Ergebnis zu kommen, indem er auf die Berücksichtigung der hypothetischen Überdeckungen in Argands Profilen verzichtet und den Zusammenschub nur auf Grund der jeweils sichtbaren Tektonik berechnet. So findet er freilich für den Großteil des Bogens nur eine sehr bescheidene Verlegung des Innenrandes — übrigens im vollen Bewußtsein, nur Minimalwerte erhalten zu haben. Die Verlegung schwillt aber sogleich gewaltig an in den Profilen, welche die Deckscholle der Dentblanche und die Préalpes schneiden (auch die Embrunaisdecken machen sich ähnlich, wenn auch in abgeschwächtem Maße, bemerkbar). Das macht auch diesen Ausweg meines Erachtens unmöglich: Die Natur macht keine Sprünge! Und auch eine derart starke Inanspruchnahme der Plastizität, wie sie Spitz glaubt heranziehen zu müssen, erscheint alles andere als glaubhaft.

Man wird nun einwenden, daß alle diese Berechnungen von Spitz nicht der Anschauung von Argand bezüglich Drift und Brandung entsprechen (die Spitz noch nicht bekannt sein konnte, als er seine posthum erschienene Arbeit verfaßte). Ich versuche also eine ähnliche Berechnung unter Voraussetzungen, die sich an die Vorstellungsweise Argands anlehnen. Ich gehe aus von dem Profil Genf—Ivrea, lege die von Argand 1916 (vgl. seine Abb. 14 auf Tafel IV) angenommene primäre Bewegungsrichtung gegen NNW zugrunde und die geringste Gesamtförderweite, die Spitz für dieses Profil errechnet, das sind 180 km. Die Ausgangslage von Ivrea wäre demnach S Rapallo im Tyrrhenischen Meer. Die Bewegungsrichtung der penninischen Decken gegen W im mittleren Teil des Bogens und schließlich gegen S in den Ligurischen Alpen wäre nach Argand zustande gekommen durch das parallele Vorbeitriften an dem Rand der hercynischen Massive, wobei sich die Decken „wogen“ ebenso verhielten wie Wasserwellen beim Vorbeimarsch entlang einer Küste: Sie wurden abgedreht, bis zur Brandung senkrecht auf die Küste. Die heutige streichende Verlängerung gegen SW—S—SE der penninischen Decken des obigen Profils wäre also in der Ausgangslage von der obigen Linie Ivrea—S Rapallo gegen WSW zu suchen. Nehmen wir nun, um der Längsdehnung des penninischen Bogens Rechnung zu tragen, an, die Entfernung — auf der Bogensehne gemessen, welche in der Ausgangslage dem Streichen entsprochen

hätte — von Ivrea zu einem Punkt am Innenrande der Ligurischen Alpen, etwa bei Cairo Montenotte[36], sei unverändert geblieben (rund 120 km). Dieser Punkt hätte sich also irgendwo in der Gegend von S. Remo befunden. Und nun stelle man sich den wunderlichen Weg vor, erst gegen N, dann gegen S, welchen dieser oder irgendein anderer Punkt der Ligurischen Alpen zurückgelegt haben müßte[37]. Wahrlich nicht ermutigend für eine Rekonstruktion in der angedeuteten Weise!

Es ist somit auf keinerlei Weise möglich, die westalpinen Decken ins Innere des Bogens zurückzuversetzen, sofern wir die gegenwärtige Gestalt seines Rahmens als ein für allemal gegeben betrachten. Wir werden also wieder fragen, ob nicht, dem Gedanken Franchis und Ampferers folgend, eine nachträgliche Zusammenkrümmung angenommen werden muß.

Spuren einer solchen sieht Argand 1916, S. 155 f., ohne ihr große Bedeutung zuzumessen, in einer Wellung (festonnement) im Verlaufe der Wurzelzonen (= steilachsige Faltung?) und in subtransversalen Falten (W—E-streichend) zwischen den Tälern des Chisone und der Dora Riparia; er vergleicht sie mit den Rockfalten in der Beugung des Ellenbogens. Hermann 1938, S. 9, führt auf den gleichen Vorgang seitliche Verschiebungen in den Massiven der Monte-Rosa-Decke zurück (deren nähere Beschreibung mir noch nicht zur Kenntnis gekommen ist).

Daß die Zusammenkrümmung des Westalpenbogens nicht nur ein Ereignis von sekundärem Rang gewesen sein kann, daß sie vielmehr dessen ganze Gestalt grundlegend verändert haben muß, ergibt sich mit Notwendigkeit aus der zuvor betrachteten Selbstverzerrung der gesamten Schlinge (vgl. Abb. 5). Sahen wir doch (S. 361), daß die Adria wenigstens um rund 200 km schmäler geworden ist. Um ebensoviel müssen wir also den SW-Rand des Apennins gegen SW zurückverlegen; und dies wirkt sich zwangsläufig auf die Gestalt des Westalpenbogens aus. Heute beschreibt dieser einen vollen Halbkreis; in der Ausgangslage war dies höchstens ein Viertelkreis, das Umschwenken ging nur bis zur N—S-Richtung oder doch nicht viel darüber hinaus. Fügen wir hinzu, daß auf Korsika durch die dortige W-vergente Faltung und Über-

[36] Was übrigens keinesfalls tektonisch homologe Örtlichkeiten sind, wie zur Abwehr möglicher Mißverständnisse bemerkt sei!

[37] Wobei ganz abgesehen sei von Argands hypothetischem deckenstauendem Vorgebirge S Genua, das den Weg des obigen Punktes noch wunderlicher machen würde. — Auch unter anderen Annahmen bezüglich der ehemaligen Entfernung der oben genannten Örtlichkeiten voneinander wird das Ergebnis keineswegs glaubhafter.

schiebung eine weitere Verlagerung um mindestens 50 km hinzukommt, daß wir die Ausgangslage des korsischen Massivs also insgesamt 250 km gegen SW gerückt annehmen müssen, so sehen wir, daß in der Ausgangsform die westalpine Innenzone ziemlich gerade gegen S[38] nach dem vormaligen Platz jener Insel fortsetzen mußte. Die Verdrehung des Streichens im Seealpenmassiv in die heutige NW—SE-Richtung wie der ganze, gegen N um den Golf von Genua herumgekrümmte Bogen Ligurische Alpen—Ligurischer Apennin sind nichts Ursprüngliches, sondern Effekt der Selbstverzerrung — der bedeutendste, den ich bisher im Bereich der alpidischen Faltenzüge Europas sehe. Und es wird eine interessante Aufgabe sein, die lokale Tektonik dieses Gebirgsstückes daraufhin zu durchmustern, inwieweit die Selbstverzerrung auch in Einzelheiten Spuren hinterlassen hat.

Noch ein paar Worte über den Betrag des Zusammenschubes in den Westalpen, wie er für unsere Abbildung zugrunde gelegt wurde. Von Heims (1921/II, S. 51) Schätzung (vgl. S. 344) entfallen auf die helvetischen Decken etwa 65 km, gemessen im Profil Säntis—Ostende des Aarmassivs; es ist anzunehmen, daß dieser Betrag im ganzen Gebiet voller Entwicklung der helvetischen Decken, d. h. bis in die Westschweiz hinein, ungefähr gleich bleiben wird. Mit dem Umschwenken des Alpenzuges zu N—S-Streichen aber verringert er sich rapid. Spitz 1919 bemerkt bereits ganz richtig, daß die helvetischen Decken an den ENE-streichenden, im wesentlichen durch das Aarmassiv gekennzeichneten Abschnitt der Alpen geknüpft sind; SW vom Rhônetal verschwinden sie. Mögen immerhin in der Schuppenzone am Rande des Briançonnais noch Äquivalente von ihnen stecken: Um größere Förderweiten handelt es sich da nicht mehr, der auf sie entfallende Zusammenschub schrumpft auf einen bescheidenen Betrag in der Größenordnung von einigen Kilometern zusammen.

Auch die Intensität der autochthonen und parautochthonen helvetischen (= subalpinen) Faltung nimmt gegen S merklich ab. Größere parautochthone Deckfalten gibt es noch am Mont Joli; weiter im S nicht mehr. Die subalpinen Ketten zeigen im ganzen genommen nur juramäßige Faltung; ja ganz im S, dem Seealpenmassiv vorgelagert, schalten sich breite, fast ungefaltete Strecken ein.

[38] Der in Abb. 5 gezeichnete SE-Verlauf des rückverlegten Alpen-Außenrandes erklärt sich durch die Verringerung des Zusammenschubes gegen S; vgl. unten!

Und auch die aufgelagerten inneralpinen Elemente — Niesen-, Klippen-, Brecciendecke usw. — verschwinden gegen S; gleichviel woher sie des genaueren gekommen sein mögen — dies ist in unserem Zusammenhang nicht weiter von Belang. In der Lücke zwischen Pelvoux- und Seealpenmassiv treten die Decken des Embrunais noch in breiter Front über die Außenzone; aber wir haben keinen Grund zu der Annahme, daß dies weiter südlich auch noch irgendwo geschehen sei.

Alles in allem können wir demnach für die Außenzone eine sehr erhebliche Abnahme des Zusammenschubes gegen S als sicher betrachten. Mehr als 10 bis 20 km dürfte er in einem Profil über das Seealpenmassiv nicht mehr erreichen.

Viel schwieriger ist das Verhalten der penninischen Innenzone in dieser Beziehung zu beurteilen. Hier spielen die Unstimmigkeiten zwischen den tektonischen Auffassungen der verschiedenen Forscher eine sehr bedeutende Rolle. Ob der Briançonnais-Fächer autochthon ist oder der Stirnregion einer ähnlich weit wie im Simplongebiet überschobenen St.-Bernhard-Decke angehört; ob die Dent-blanche-Decke bereits über den Grajischen Alpen gegen SE zurückschwenkt, wie man aus den Beobachtungen Hermann's über das Streichen in der Deckscholle der Becca di Toss schließen möchte, oder ob sie in der berühmten vierten Schuppe des Briançonnais fortsetzt (R. Staub 1942), diese und andere Fragen beeinflussen sehr erheblich die Vorstellungen, die wir uns von dem Betrage des Zusammenschubes in diesem Alpenteile machen müssen.

Bis zu einem gewissen Grade scheint derselbe auch hier gegen S abzunehmen. Denn wie immer man sich die tektonischen Verknüpfungen zwischen den Innenrändern im nördlichen und südlichen Flügel des Bogens[39] vorstellen mag, soviel steht fest, daß manche Elemente des ersteren höchstens in sehr verkümmertem Zustande — nach meinem persönlichem Gefühl möchte ich lieber sagen: gar nicht — im S wieder erscheinen. Dies gilt vor allem von der Dent-blanche-Decke = Sesia-Zone. Immerhin haben wir noch auf Korsika für die Fortsetzung der alpinen Innenzone mit rund 50 km als Mindestwert des Zusammenschubes zu rechnen.

Der Hauptanteil des Zusammenschubes wird auf die Außen-

[39] Die Grenzregion von Alpen und Apennin ist eine wahre Crux für alle ultranappistischen Synthesen. So wie sich Termiers Vorstellung vom dinarischen „Traineau écraseur" hier totlaufen mußte, so führt sich Staubs Deckenkonstruktion mit der Gleichsetzung: Ligurische Decke = Mittelostalpin selbst ad absurdum.

seite des Bogens zu berechnen sein. Denn an der Argandschen Gleichsetzung Briançonnais = Bernard-Decke wird man wohl festhalten und derselben auch im S einen gewissen — wenn auch vielleicht nicht allzu großen — Überschiebungsbetrag gegen W—SW—S zubilligen müssen. Von den höheren Elementen — soweit solche vorhanden — gilt dies gleichfalls. Aber ein gewisser Anteil des Zusammenschubes geht zweifellos auch auf Rechnung der Innenseite. Zwar die eigentliche Südzone der Alpen verschwindet in der Gegend SW von Ivrea. Dafür aber greifen SE- bis E-vergente Bewegungen bis tief in die penninische Zone ein. Argand hat ja die berühmte Mischabel-„Rückfalte" auf das Einbohren der Monte-Rosa-Stirn gegen N in die Unterlage zurückführen wollen. Aber wenn es, entsprechend der neuen Auffassung von Staub usw., keine selbständige Monte-Rosa-Decke gibt, dann fällt auch jene Deutung Argands; die Mischabel-Rückfalte bleibt dann eine Überfaltung gegen innen. Gleiches gilt von den vielfältigen mesozoischen Einschuppungen der „Grajischen Faltung" Hermanns. Daß die „Insubrische Linie" — die Aufschiebung der Sesia-Zone auf das Mesozoikum des Canavese-Zuges — ebenfalls hieher zählt, ist selbstverständlich.

Alle diese Vorgänge sind jünger als die Deckenschübe gegen außen; dies ist die allgemeine Ansicht bezüglich der insubrischen Phase und auch die Meinung Hermanns bezüglich der Grajischen Faltung. Man wird sie wohl zeitlich den verschiedenen mittel- bis jungtertiären Phasen gleichsetzen dürfen, welche den helvetisch-subalpinen Bogen schufen; wogegen die penninische Tektonik laramisch (siehe Cornelius 1940, S. 298) und zum Teil wohl noch älter (Staub 1937, S. 301 f.) ist.

Wie groß der tektonische Effekt der genannten SE- bis E-vergenten Dislokationen ist, läßt sich schwer abschätzen. Um eine Anzahl von Kilometern wird es sich immerhin handeln, um die das Po-Vorland der Achse der Alpen gegen NW nähergekommen ist, mit ihm aber auch alles in seinem Rücken, also auch der Südast des Alpenbogens selbst. Daraus ergibt sich eine zusätzliche Selbstverzerrung des letzteren, die freilich gegenüber der (im wesentlichen) vorausgegangenen, aus der Einengung der Adria resultierenden von untergeordneter Bedeutung ist.

Schlußwort.

Hier sei vorläufig abgebrochen. Ein vollständiges Bild der Selbstverzerrung im mediterranen Bereich der alpidischen Ketten zu entwerfen, bleibe einem späteren Zeitpunkt vorbehalten. Es

wird dazu vor allem auch notwendig sein, die Selbstverzerrungseffekte der einzelnen orogenen Phasen auseinanderzuhalten.

Soviel dürfte aber auch aus den vorstehenden, bruchstückhaften Betrachtungen hervorgehen: die Geosynklinale, aus welcher die vielverschlungenen alpidischen Ketten emporgefaltet wurden, hatte bestimmt keinen ganz schlichten Verlauf; eine solche Ausgangsform würde zu einem ganz unmöglichen Ausmaß der Deformation des gesamten Kontinents führen. Ebenso gewiß aber hatte sie auch nicht die heutige Gestalt. Sondern die Wahrheit liegt, wie so oft, in der Mitte: die Geosynklinale besaß bereits allerhand Biegungen, jedoch schwächer — zum Teil wesentlich schwächer! — gekrümmt als die heutigen Ketten. Deren Bogenform ist nicht das Erzeugnis eines mysteriösen „einseitigen Schubes" oder irgendwelcher besonderer Mechanismen, sondern ganz einfach das Erbe der Ausgangsform, durch Selbstverzerrung schärfer ausgeprägt.

Man wird vielleicht einwenden, wieso dann fast alle Kettengebirge der Erde bogenförmig gestaltet und ihre Konvexseite einheitlich gegen das Vorland gerichtet sei. Nun, eine bogenförmige Ausgangsform ist von vornherein weit wahrscheinlicher als eine gerade, die ein spezieller Fall unter unendlich vielen nicht geraden wäre. Im übrigen gibt es ja auch gerade verlaufende Kettengebirge bzw. Abschnitte von solchen, deren Ausgangsform selbstverständlich auch nur gerade gewesen sein kann: Kaukasus und Pyrenäen; und wenn man diese als bloße „Vorlandsfaltungen" nicht gelten lassen will, so kann immerhin auch auf den gerade verlaufenden Ostbalkan und auf ein großes Teilstück der südamerikanischen Kordillere hingewiesen werden. Und was den zweiten Teil des obigen Einwandes betrifft, so übersieht er[40], daß ein guter Teil der gegen das Vorland konvexen Kettengebirgsbögen nur der konventionellen Benennung sein Dasein verdankt. Gegen das Vorland konkave Bögen gibt es nicht nur im Verbindungsstück Balkan—Karpathen oder in den Westalpen — inneres und äußeres Vorland immer als gleichwertig betrachtet —, sondern auch z. B. am Nordrand der Adria oder im Verbindungsstück Alpen—Karpathen bei Wien, um nur auf europäischem Boden zu bleiben. Aber sie haben eben keine besonderen Namen.

[40] Soweit er nicht überhaupt darauf beruht. daß „Vorland" in der herkömmlichen Bezeichnungsart eben die Seite bedeutet, nach welcher sich die konvexe Krümmung richtet.

Die Frage nach der zugehörigen Verzerrung des Umlandes kann hier nur gestellt werden. Sie im einzelnen zu beantworten ist Aufgabe der Zukunft. Wir werden einen großen Teil der Bruchsysteme des außeralpinen Europas und vermutlich die ganze saxonische Faltung, vielleicht auch die „plis de fond", wie Schwarzwald—Vogesen, als derartige Fernwirkung gleichzeitiger Vorgänge im Alpidischen Geosynklinalgebiet zu begreifen haben, d. h. nicht auf die Übertragung eines „alpinen Druckes" zurückführen, sondern auf die rein geometrische Notwendigkeit, hier einen Raummangel, dort einen Raumüberschuß auszugleichen, wie er im Gefolge der Selbstverzerrung der großen Faltenzonen eintreten mußte. Daß damit auch auf Stilles Gleichzeitigkeitsregel ein neues Licht fällt, sei nur nebenbei vermerkt.

An unseren Rekonstruktionen ist manches hypothetisch. Daraus wurde hier kein Hehl gemacht; geht doch die unbekannte, höchstens schätzungsweise zu ermittelnde Größe des Zusammenschubes in sie ein. Allein die Selbstverzerrung an sich — dies sei zum Abschluß nachdrücklich betont — ist keine Hypothese; sie ist vielmehr eine notwendige geometrische Konsequenz jeglicher Faltung eines Gebildes von nicht ursprünglich schnurgeradem Verlauf.

Angeführte Literatur.

a) Allgemeines.

Ampferer, O., Über den Wechsel von Falt- und Schubrichtungen beim Bau der Faltengebirge. Verh. geol. Reichsanst. 1915, S. 163—167, Wien 1915.

— Geometrische Erwägungen über den Bau der Alpen. Mitt. geol. Ges. Wien 12, S. 135—150, Wien 1920.

— Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen, 1. Fortsetzung. Jb. Geol. Bundesanst. 74, S. 35—73, Wien 1924.

— Grundlagen und Aussagen der geologischen Unterströmungslehre. Natur u. Volk 69, S. 337—349, Frankfurt a. M. 1939.

Argand, E., Sur l'arc des Alpes occidentales. Ecl. geol. Helv. 14, S. 145 bis 191, Lausanne 1916.

— La tectonique de l'Asie. C. R. Congr. géol. intern. Bruxelles 1922, S. 171 bis 372, Liège 1924.

Arni, P., Über die tektonischen Grundzüge Ost-Anatoliens und benachbarter Gebiete. „Meteae" (Veröff. Inst. Lagerstf. Türkei), Ser. B/4, Ankara 1939.

Bemmelen, R. W. van, Die Anwendung der Undationstheorie auf das alpine System in Europa. Proc. Akad. Wetensch. Amsterdam 36, S. 686 bis 694, Amsterdam 1933.

Cadisch, J., Die Entstehung der Alpen im Lichte der neuen Forschung. Verh. naturf. Ges. Basel 54, S. 32—58, Basel 1942.

Cornelius, H. P., Zur Auffassung der Ostalpen im Sinne der Deckenlehre. Z. deutsch. geol. Ges. 92, S. 271—310, Berlin 1940.

— Zur Kritik der Gleithypothesen der Gebirgsbildung. Anz. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1949, S. 86—93, Wien 1949.

Franchi, S., Sulla tettonica della zona del Piemonte. Boll. Com. geol. Ital. 37, S. 118—144, Roma 1906.

Fujiwhara, S., Tsujimura, T. and Kusamitsu, S., On the earth-vortex, echelon-faults and allied phenomena. Erg. kosm. Phys. (herausg. v. V. Conrad und L. Weickmann) 2, Leipzig 1933 (zit. nach Kienow 1934).

Kienow, S., Zur Mechanik der Gletscher- und Krustenbewegungen. Geol. Rdsch. 25, S. 422—437, Berlin 1934.

Kober, L., Der Bau der Erde (2. Aufl.). Berlin 1928.

Kossmat, F., Die mediterranen Kettengebirge in ihrer Beziehung zum Gleichgewichtszustande der Erdrinde. Abh. sächs. Akad. Wiss., math-natw. Kl. 38/2, S. 3—61, Leipzig 1921.

— Die Beziehungen des südosteuropäischen Gebirgsbaues zur Alpentektonik. Geol. Rdschau. 15, S. 255—280, Berlin 1924.

Lee, J. S., Some characteristic structural types in Eastern Asia and their bearing upon the problem of continental movements. Geol. Magazine 66, S. 358—375, 403—430, 457—473, 501—522, London 1929.

Seidl, E., Das Alpengebirge, erklärt nach den Richtlinien der technischen Mechanik. Z. deutsch. Geol. Ges. 86, S. 193—209, Berlin 1934.

Spitz, A., Fragmente zur Tektonik der Westalpen und des Engadins, V: Betrachtung über die Bogenform der Westalpen. Verh. geol. Reichsanst. 1919, S. 247—257, Wien 1919.

Staub, R., Der Bau der Alpen. Beitr. geol. Karte der Schweiz, n. F. 52, Bern 1924.

— Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin 1928.

Suess, E., Das Antlitz der Erde, I—III. Leipzig und Wien 1882—1909.

Taylor, B., Bearing of the tertiary Mountain Belt on the origin of the earth's plain. Bull. geol. soc. America. 21, S. 179—226, New York 1910.

Wiele, C. van de: Les théories nouvelles de la formation des Alpes et l'influence des affaissements méditerranéens. Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydrol. 19, S. 377—440, Bruxelles 1905.

Wilson, Gilbert, The geology, petrology and structure of the Brzeće area, Kopaonik mts., Jugoslavia, with a Contribution to the problem of alpine tectonics. Ann. géol. Pennins. Balcanique 11, S. 1—53, Beograd 1933.

Wyss, Th., Die statischen Probleme der Gebirgsbildung. Z. deutsch. geol. Ges. 76, Mon.-Ber. S. 172—189, Berlin 1924.

Zwierzycki, J., Toelichting bij de Geotektonische Kaart van Nederl. Indië. Jaarb. Mijnw. Nederl. Indië 48, 1929, S. 347—372, Weltevreden 1930.

b) Jura[41].

Buxtorf, A., Prognosen und Befunde beim Hauensteinbasis- und Grenchenbergtunnel und die Bedeutung der letzteren für die Geologie des Juragebirges. Verh. Natf. Ges. Basel 27, S. 195—254, Basel 1916.

[41] Bereits unter a) angeführte Arbeiten sind unter b) bis e) nicht nochmals zitiert.

Favre, J. und Jeannet, A., Le Jura. Geol. Führer d. Schweiz, herausg. v. d. Schweiz. Geol. Ges., S. 42—56, m. tekton. Karte v. A. Bersier, Basel 1934.

Heim, A., Geologie der Schweiz I. Leipzig 1919.

Jung, J., Structure de la Region gazifère de Vaux-en-Bugey. C. R. Séances, Groupe Géol. pétrol Strasbourg 1, S. 3—5, 1932 (cit. n. De Margerie).

Lagotala, H., Étude géologique de la région de la Dôle. Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. 46/IV, Bern 1920.

Margerie, E. de, Le Jura. Mém. expl. carte géol. dét. France, Paris, I, 1922; II, 1936.

Nolthenius, A. B. T., Étude géologique des environs de Vallorbe. Beitr. geol. Karte Schweiz, n. F. 48, Bern 1921.

Philipp, H., Die Stellung des Jura im alpin.-saxonischen Orogen. Z. deutsch. geol. Ges. 94, S. 373—490, Berlin 1942.

Raven, Th., Über die Ursache der Bildung von Transversalverschiebungen im Jura-Gebirge. Ecl. geol. Helv. 26, S. 209—214, Basel 1933.

Schwinner, R., Der Begriff „Scherung" in der Tektonik. Zbl. Min. 1928, Abt. B, S. 31—43, Stuttgart 1928.

Sprecher, Chr., Beitrag zur Kenntnis der Querstörung Mollens—Vallorbe—Pontarlier. Dissert. Zürich, Burgdorf 1917 (zit. n. De Margerie).

c) Balkan-Karpathen-Bogen.

Bončev, E., Beitrag zur Frage der tektonischen Verbindung zwischen Karpathen und Balkaniden. Geologica Balkanica 2, S. 69—84, Sofia 1936.

— Versuch einer tektonischen Synthese Westbulgariens. Ebendort, S. 5—8, Sofia 1936 (a).

— Untersuchungen über die tektonischen Beziehungen zwischen den Südkarpathen und der Stara-Planina. Ebendort 3, S. 1—12, Sofia 1938.

— Zum geologischen Bau Bulgariens. Ebendort (deutsch. Zusammenfassung S. 104—106), Sofia 1942.

Kockel, C. W., Die Randsenke des Ostbalkans. Geol. Rdschau. 24, S. 1—14, Berlin 1933.

Pollak, A., Geologische Untersuchungen über das Endstück des Ostbalkans. Abh. sächs. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. 41, S. 1—60, Leipzig 1933.

d) Adriatische Schlinge.

Behrmann, R., Die Faltenbogen des Apennin und ihre paläogeographische Entwickelung. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. 3. Folge, 15 (= Beitr. Geol. westl. Mediterrangeb. 16), Berlin 1936.

Kossmat, F., Geologie der zentralen Balkanhalbinsel. Die Kriegsschauplätze 1914—1918, geol. dargestellt, 12, Berlin 1924.

Nopsca, F. v., Geologische Grundzüge der Dinariden. Geol. Rdschau. 12, S. 1—19, Leipzig 1921.

Teichmüller, R., Über das Vorland des Apennin. Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl., 1932/I, S. 8, Berlin 1932.

e) Alpen.

Ampferer, O. und Hammer, W., Ein geologischer Querschnitt durch die Ostalpen vom Allgäu zum Gardasee. Jb. geol. Reichsanst. 61, S. 531 bis 710, Wien 1911.

Cornelius, H. P., Gibt es eine alpin-dinarische Grenze? Mitt. geol. Ges. Wien 36 (1943—1945), S. 231—244, Wien 1949.

Cornelius, H. P. und Clar, E., Erläuterungen zur geol. Karte d. Großglocknergebietes. Wien (Geol. Bundesanst.) 1935.

Dal Piaz, GB., Relazione sulla tettonica delle Austridi della Venezia Tridentina. Studi Trentini Sci. nat. 18, S. 235—262, Trento 1937.

Hahn, F. F., Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns. Mitt. geol. Ges. Wien 6, S. 238—357 u. 374—501, Wien 1913.

Heim, A., Geologie der Schweiz II. Leipzig 1922.

Hermann, F., Note illustrative per la carta geologica delle Alpi Nord-Occidentali. Milano 1938.

Kossmat, F., Die adriatische Umrandung in der alpinen Faltenregion. Mitt. geol. Ges. Wien, 6, S. 61—165, Wien 1913.

Kraus, E., Neue Wege der nordalpinen Flyschforschung. Der nordalpine Kreideflysch, Teil II. N. Jb. Min. etc., Beil. Bd. 87, Abt. B, S. 1—243, Stuttgart 1942.

Osswald, K., Geologische Karte und Geschichte der Wendelstein-Gruppe. Mitt. Geogr. Ges. München 21/II, S. 1—124, München 1929.

Preiswerk, H., Die zwei Deckenkulminationen Tosa-Tessin und die Tessiner Querfalte. Ecl. geol. Helv. 16, S. 485—496, Basel 1921.

Richter, G. und Pilger, A., Corsica, Alpen, Pyrenäen. Tektonische Zusammenhänge und Gegensätze. Abh. Ges. Wiss. Göttingen, math.-phys. Kl. 3. Folge 19 (= Beitr. Geol. westl. Mediterrangeb. 19), Berlin 1939.

Sander, B., Zur Geologie der Zentralalpen. Jb. Geol. Staatsanst. 71, S. 173 bis 224, Wien 1921.

Schmidegg, O., Der Triaszug von Kalkstein im Schlingengebiet der Villgrater Berge (Osttirol). Jb. geol. Bundesanst. 87, S. 111—132, Wien 1937.

Spengler, E., Ein geologischer Querschnitt durch die Kalkalpen des Salzkammergutes. Mitt. Geol. Ges. Wien 11, S. 1—70, Wien 1918.

Staub, R., Gedanken zum Bau der Westalpen zwischen Bernina und Mittelmeer. Vierteljahr. Natf. Ges. Zürich 82, S. 197—336, Zürich 1937.

— desgl., Fortsetzung, ebendort 87, S. 1—138, Zürich 1942.

Wenk, E., Ergebnisse und Probleme von Gefügeuntersuchungen im Verzascatal (Tessin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23, S. 265—294, Zürich 1943.

Winkler, A., Die Bedeutung des Alpen-Dinariden-Problems für den Alpenbau. Jb. geol. Bundsanst, 78, S. 15—34, Wien 1928.

— Dinariden und Alpen. C. R. XIV. Intern. Geol.-Congr. Madrid 1926, S. 2009 bis 2036, Madrid 1929.